



Etude des déformations et restauration 3D d'un bassin de front de chaîne : l'exemple du Jura et des massifs subalpins français

Thomas Affolter

► To cite this version:

Thomas Affolter. Etude des déformations et restauration 3D d'un bassin de front de chaîne : l'exemple du Jura et des massifs subalpins français. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2003. Français. NNT: . tel-00745621

HAL Id: tel-00745621

<https://theses.hal.science/tel-00745621>

Submitted on 26 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TS 03/GRE1/0016/D
double

820

B.U.S. GRENOBLE



D

052 175346 2

UNIVERSITÉ GRENOBLE I – JOSEPH FOURIER

Laboratoire de Géophysique interne et de Tectonophysique

THÈSE

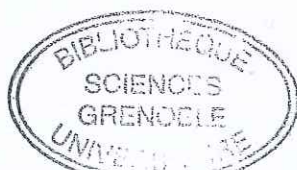
Spécialité de Doctorat :
Terre solide et couches profondes

présentée par

Thomas AFFOLTER

Sujet de la thèse :

ÉTUDE DES DÉFORMATIONS ET RESTAURATION 3D D'UN BASSIN DE FRONT DE CHAÎNE : L'EXEMPLE DU JURA ET DES MASSIFS SUBALPINS FRANÇAIS



Soutenue le 28 février 2003 devant le jury composé de :

MM. J.P. BRUN

Président du Jury

M. BURKHARD

Rapporteur

M. FORD

Rapporteur

J.L. FAURE

Expert

J.P. GRATIER

Expert, Directeur de thèse

S. RAILLARD

Expert

Remerciements

Je tiens à remercier les personnels de l'IFP et du LGIT, qui ont rendu cette thèse possible, soit par leur collaboration scientifique, soit par un soutien technique et logistique. Je tiens en particulier à remercier Jean-Pierre Gratier qui a su me faire profiter de son point de vue synthétique sur les différentes méthodes de rétrodéformation et qui s'est toujours rendu disponible pour m'aider au cours de cette thèse. Un remerciement particulier va également à Jean-Luc Faure qui a parfaitement joué son rôle de responsable IFP. J'aimerais également adresser mes remerciements au Département de Géologie et de Géochimie de l'IFP, en la personne de son directeur, Bernard Colletta, pour avoir rendu possible mon travail de recherche par son soutien financier.

La modélisation tridimensionnelle a été réalisée sous Gocad 2 (Earth Decision Company) et je remercie le directeur du LIAD de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, Jean-Laurent Mallet de nous avoir procuré une licence pour notre travail de recherche.

Un grand merci aux responsables de la cartographie géologique de la feuille Nantua au 1:50 000, Messieurs Barféty, Enay, Mangold et Rossi, qui nous ont donné des copies des minutes de la carte en cours de publication.

Je remercie tous les chercheurs qui ont participé au débat d'idée qui a accompagné cette thèse. En dehors des chercheurs du LGIT et de l'IFP, je pense en particulier aux chercheurs du LGCA de Grenoble et Chambéry, à Georges Gorin de l'Université de Genève, à David Hindle de l'Université du Montana, à Pierre-Yves Jacquin du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel, et tout spécialement à Martin Burkhard de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, qui m'a fait profiter de ses larges connaissances et de son esprit critique.

J'aimerais également remercier Denis Hatzfeld et Frédérique Masson qui m'ont permis de découvrir les Zagros lors d'une campagne GPS en Iran.

Enfin, mes pensées vont aux étudiants et étudiantes, menés par Sahra, qui ont su me distraire dans les moments de dur labeur. Ils se reconnaîtront.

Table des matières

INTRODUCTION.....	5
BUTS DE LA THÈSE	5
RÉSULTATS ATTENDUS.....	5

Partie I : Modes de formation des structures arquées et méthodes de rétrodéformation

I. MODES DE FORMATION DES STRUCTURES ARQUÉES.....	8
1.1. STRUCTURES ARQUÉES À L'ÉCHELLE DES CHAÎNES D'AVANT-PAYS	8
1.2. CLASSIFICATION GÉNÉTIQUE ET IDENTIFICATION DES STRUCTURES OBLIQUES DANS LES CHAÎNES D'AVANT-PAYS.....	12
II. MÉTHODES DE RÉTRODÉFORMATION EN CARTE ET EN 3D	16
2.1. SUBDIVISION EN DOMAINES DE DÉFORMATION HOMOGÈNE :	16
2.2. MÉTHODE DES 'BLOCKS MOSAICS' :	16
2.2.1. Méthode pseudo-tridimensionnelle :	16
2.2.2. Méthode de restauration des surfaces en 3D:	17

Partie II : Construction et rétrodéformation d'un modèle 3D pour le Jura

III. GÉOLOGIE RÉGIONALE DU CAS APPLIQUÉ :	
LE JURA FRANCO-SUISSE.....	28
3.1. LE JURA	28
3.1.1. Géométrie du niveau de décollement basal du Jura.....	28
3.1.2. Les domaines structuraux du Jura	34
3.2. LE BASSIN MOLASSIQUE.....	39
3.3. LE SOCLE SOUS LE JURA ET LE BASSIN MOLASSIQUE	41
IV. CHRONOLOGIE DES DÉFORMATIONS DANS LE JURA	44
V. CONSTRUCTION DU BLOC 3D	49
5.1. LIMITES GÉOGRAPHIQUES ET HORIZONS MODÉLISÉS.	49
5.2. SYSTÈME DE COORDONNÉES.	51
5.3. SOURCES DE DONNÉES.	51
5.3.1. Coupes géologiques et cartes structurales préexistantes.	51
5.3.2. Données sismiques.	52
5.4. SOURCES D'ERREUR DANS LA CONSTRUCTION DU MODÈLE.....	54

VI. DESCRIPTION DU MODÈLE	56
6.1. GÉOMÉTRIE EN PROFONDEUR DES PLIS INTERNES DU JURA	56
6.2. LA FAILLE DU VUACHE	60
6.3. STRUCTURE DU CONTACT JURA-BRESSE	62
6.4. LA TERMINAISON MÉRIDIONALE DU JURA	67
6.5. LA RELATION DU JURA AVEC LE FRONT DES BAUGES ET LA CHARTREUSE ORIENTALE	69
 VII. RÉTRODÉFORMATION DU JURA.....	 73
7.1. RÉTRODÉFORMATION RÉGIONALE AVEC UNFOLD.....	73
7.1.1. <i>Interpolation des surfaces</i>	73
7.1.2. <i>Dépliage individuel des surfaces</i>	73
7.1.3. <i>Ajustage des surfaces dépliées</i>	73
7.2. RÉSULTAT DE LA RÉTRODÉFORMATION.....	76
7.3. ROTATIONS RIGIDES À AXE VERTICAL: COMPARAISON AVEC LES DONNÉES PALÉOMAGNÉTIQUES	79
7.4. COMPARAISON AVEC DES MODÈLES ANTERIEURS	82
7.4.1. <i>L'approche de la rétrodéformation régionale</i>	82
7.4.2. <i>L'approche basée sur les relations contraintes-déformations</i>	83
7.5. DIRECTION DE TRANSPORT DANS LE JURA MÉRIDIONAL	86
7.6. QUANTIFICATION DE LA DÉFORMATION INTERNE PAR CISAILEMENT SIMPLE DANS LES ZONES OBLIQUES DU JURA	89
7.7. SIMULATION D'UNE DÉFORMATION CONTINUE À PARTIR DU CHAMP DE DÉPLACEMENT.....	92

Partie III : Déformation et restauration de la partie frontale

des nappes helvétiques et des Chaînes Subalpines septentrionales

VIII. CORRÉLATION LATÉRALE DE LA PARTIE FRONTALE DES NAPPES HELVÉTIQUES-CHAÎNES SUBALPINES.....	96
8.1. INTRODUCTION.	96
8.2. CONTEXTE TECTONIQUE.	99
8.3. SYNTHÈSE DES CORRÉLATIONS STRUCTURALES ENTRE LA NAPPE DE MORCLES ET LES CHAÎNES SUBALPINES SEPTENTRIONALES.	100
 IX. RESTAURATION DE LA PARTIE FRONTALE DE LA NAPPE DE MORCLES ET DES CHAÎNES SUBALPINES SEPTENTRIONALES.....	 106
9.1. DONNÉES, MÉTHODE ET RÉSULTATS DE LA RÉTRODÉFORMATION	106
9.2. DISCUSSION.	115
9.2.1. <i>Comparaison avec des restaurations antérieures</i>	115
9.2.2. <i>La restauration des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines dans le cadre des déformations régionales</i>	118

Partie IV : Modèle cinématique des déformations

dans les Alpes externes franco-suissees

X. MODÈLES DE PROPAGATION DE LA DÉFORMATION DANS LES ALPES EXTERNES : GÉOMÉTRIE ET CHRONOLOGIE DES DÉFORMATIONS.....	120
10.1. INTRODUCTION.....	120
10.2. LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.....	123
10.2.1. <i>Géométrie et origine des massifs cristallins externes.....</i>	<i>123</i>
10.2.2. <i>Déformation alpine des MCE.....</i>	<i>127</i>
10.2.3. <i>Chronologie du soulèvement des massifs cristallins externes.....</i>	<i>128</i>
 XI. UN NOUVEAU MODÈLE POUR LA PROPAGATION DES DÉFORMATIONS DANS LES ALPES EXTERNES FRANCO-SUISSES.....	132
 SYNTHÈSE GÉNÉRALE.....	136
1. PRINCIPALES ÉTAPES D'UNE RESTAURATION TYPE.....	136
2. RÉSULTATS DE LA RESTAURATION DES CAS APPLIQUÉS : LE JURA ET LA PARTIE FRONTALE DES NAPPES HELVÉTIQUES-CHAÎNES SUBALPINES SEPTENTRIONALES.....	139
<i>Le Jura.....</i>	<i>139</i>
<i>Les nappes helvétiques-Chaînes Subalpines septentrionales.....</i>	<i>140</i>
3. MODÈLE DE PROPAGATION DE LA DÉFORMATION DANS LES ALPES EXTERNES FRANCO-SUISSES.....	141
 REFERENCES.....	143
 ANNEXES.....	151

Annexe I : Coupes régionales du Jura.

Annexe II :

1. Plan de position des lignes sismiques SV005, SV006 et GEX01.
2. Interprétation de SV005, modèle de vitesse, section profondeur.
3. Interprétation de SV006, modèle de vitesse, section profondeur.
4. Interprétation de GEX01, modèle de vitesse, section profondeur.

Annexe III : Carte des ellipsoïdes de la déformation déduits du champ de déplacement.

Annexe IV : Carte géologique du Jura méridional et d'une partie des Chaînes Subalpines septentrionales, plaquée sur un modèle numérique de terrain.

Annexe V : Article soumis à *JGR, Solid Earth* : Map-view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: the Jura case study. Th. Affolter, J.-P. Gratier.

Annexe VI : Article soumis à *Tectonics* : Propagation of deformation at the front of the Alps: new data from the restoration of the Northern Subalpine Chains and Morcles nappe. Th. Affolter, J.-L. Faure, J.-P. Gratier, B. Colletta.

Introduction

BUTS DE LA THESE

Comprendre la distribution de la déformation à l'échelle d'un bassin et dans des contextes tectoniques variés constitue un thème central en tectonique. Durant les dernières années, la combinaison des données sur la sismicité et des données géodésiques, telles que les champs de vitesse déterminés par GPS, a donné une nouvelle dimension à l'étude des mécanismes de déformation à l'échelle régionale. Malgré cette avance, les processus de déformation dépendent fortement de l'échelle et de la période d'observation. Pour cette raison, des données géodésiques peuvent conduire à plusieurs modèles de déformation. Ceci est particulièrement vrai dans les régions associées à des taux de déformation faibles où les périodes d'observation devront être très longues pour donner des résultats exploitables. Dans ce contexte, la rétrodéformation 3D des structures géologiques nous permet de déterminer des déplacements cumulés sur des périodes géologiques et de les comparer avec les champs de vitesse sur des périodes de temps très courtes.

Dans le cas de la géologie pétrolière, les restaurations 3D à l'échelle régionale permettent de reconstituer la cinématique des déformations et, dans ce sens, devraient permettre dans le futur d'intégrer la déformation dans les modélisations 3D de bassin. Par ailleurs, dans le court terme, la modélisation 3D de structures géologiques bien contraintes permet une meilleure compréhension de la géométrie et du mécanisme de formation des pièges structuraux de subsurface qui sont souvent documentés par des données très partielles (forages, sismique 2D).

RESULTATS ATTENDUS

➤ pour la recherche:

Il s'agit de déterminer les champs de déplacement de deux chaînes arquées situées dans les Alpes externes franco-suisse, le Jura et les Chaînes Subalpines septentrionales. Le résultat permettra de tester la compatibilité des déformations dans le contexte des Alpes externes et en particulier l'hypothèse du 'Fernschub' (poussée des Alpes dans la formation du Jura).

➤ pour l'industrie pétrolière:

Un travail de restauration en 3D permet de reconstituer la cinématique des déformations d'un bassin de front de chaîne. Dans l'avenir, l'intégration de la cinématique des déformations dans les modélisations thermiques de bassin devrait permettre une meilleure compréhension du timing migration-déformation. D'autre part, l'étude des mécanismes de déformation 3D apporte des informations sur l'organisation spatiale de la déformation, à l'échelle du bassin aussi bien qu'à l'échelle du réservoir. Cette information est utile à plusieurs domaines de l'industrie pétrolière. A l'échelle régionale et durant la phase d'exploration, elle permet d'anticiper les types de structures susceptibles de former des pièges. A l'échelle régionale toujours, une reconstitution paléogéographique peut permettre de déterminer l'emplacement de pièges sédimentaires (récifs, cordons sableux, etc) ou stratigraphiques (discordances). A l'échelle locale, une compréhension des mécanismes de formation des structures en 3D permet une meilleure description de la géométrie des pièges lors de la phase de développement des réservoirs.

La suite du texte est divisée en douze chapitres répartis en quatre parties :

Dans la première partie, les principaux mécanismes proposés à ce jour pour expliquer la formation des structures arquées sont présentés. Les principaux types de restauration sont également décrits.

- Le chapitre I (I. Modes de formation des structures arquées) répertorie les différents mécanismes de déformation qui peuvent aboutir à des zones obliques, depuis l'échelle de la chaîne d'avant-pays jusqu'à l'échelle du pli kilométrique.
- Le deuxième chapitre (II. Méthodes de rétrodéformation en carte et en 3D) passe en revue les méthodes de rétrodéformation actuelles.

La deuxième partie décrit la construction et la rétrodéformation d'un modèle 3D pour le Jura.

- Le contexte géologique du cas appliqué est brièvement décrit dans le troisième chapitre (III. Géologie régionale du cas appliqué: le Jura franco-suisse).
- Le chapitre IV présente les données sur la chronologie des déformations dans le Jura (IV. Chronologie des déformations dans le Jura).
- Le chapitre V résume les étapes de la construction du modèle 3D (V. Construction du bloc 3D).
- Les principales structures du modèle sont décrites dans le chapitre VI (VI. Description du modèle).
- Le chapitre VII décrit le traitement du modèle 3D par la méthode UNFOLD et les résultats de la restauration (VII. Rétrodéformation du Jura).

La troisième partie décrit la déformation et la restauration de la partie frontale des nappes helvétiques et des Chaînes Subalpines septentrionales:

- Le chapitre VIII décrit la corrélation latérale des structures entre la nappe de Morcles et les Chaînes Subalpines septentrionales (VIII. Corrélation latérale de la partie frontale des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines).
- Le chapitre IX présente les données utilisées, les étapes de la restauration et les résultats obtenus (IX. Restauration de la partie frontale de la nappe de Morcles et des Chaînes Subalpines septentrionales).

Dans la quatrième partie, sur la base des champs de déplacements obtenus pour le Jura et les nappes helvétiques-Chaînes Subalpines, un modèle cinématique est proposé pour les Alpes externes franco-suissees:

- Le chapitre X présente les modèles possibles de propagation de la déformation dans les Alpes externes et les données chronologiques existantes (X. Modèles de propagation de la déformation dans les Alpes externes : géométrie et chronologie des déformations).
- Dans le chapitre XI, sur la base des observations faites dans le chapitre X, un nouveau modèle cinématique est proposé pour les Alpes externes franco-suissees (XI. Un nouveau modèle pour la propagation des déformations dans les Alpes Externes franco-suissees).

Finalement, les principaux résultats du travail sont résumés dans une synthèse générale.

La première partie de cette thèse a fait l'objet d'un article soumis à 'Journal of Geophysical Research, Solid Earth'. Cet article correspond à l'annexe V.

La matière des deuxième et troisième parties est également synthétisée sous la forme d'un article soumis à 'Tectonics'. Cet article est placé dans l'annexe VI.

Partie I

Modes de formation des structures arquées et méthodes de rétrodéformation

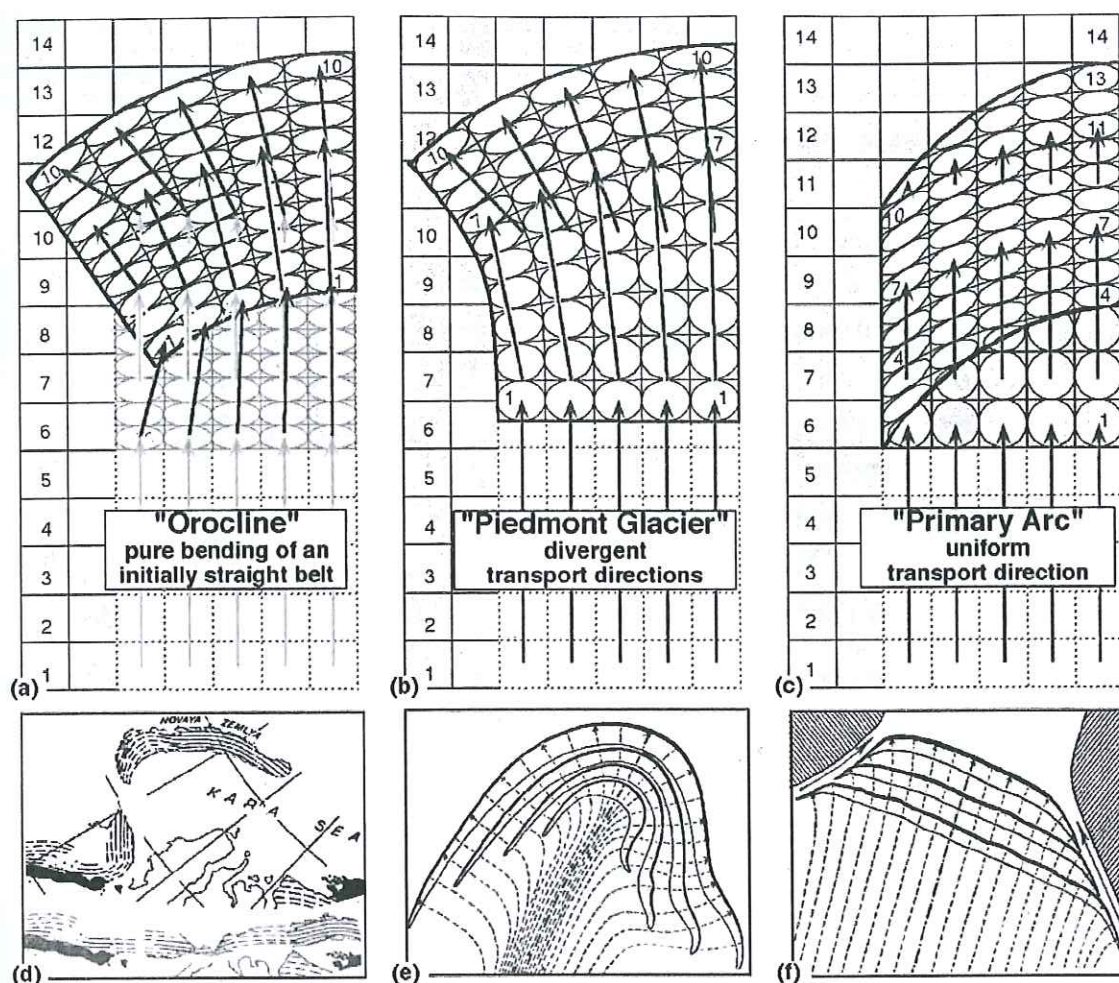
I. Modes de formation des structures arquées

1.1. STRUCTURES ARQUEES A L'ECHELLE DES CHAINES D'AVANT-PAYS

La détermination du champ de déplacement associé à un domaine de déformation nécessite une modélisation complète des structures et de leur chronologie. Dans ce sens reconstituer un champ de déplacement permet avant tout de tester la compatibilité de plusieurs sources de données locales avec la dynamique et la cinématique des déformations régionales. Cette approche, applicable à plusieurs échelles, utilise le principe bien connu de la 'compatibilité des déformations' ('strain compatibility', e. g. Ramsay and Huber [1983]). Dans le domaine de la géologie pétrolière la validité des modélisations de bassin en milieu déformé repose sur la cohérence du modèle des déformations. Dans ce cadre, la formation des structures non-cylindriques constitue un sujet encore mal compris et crucial pour la validité des modélisations de bassin.

Plusieurs types de champ de déplacement (unidirectionnel d'intensité variable, divergent, ...) peuvent créer une chaîne d'avant-pays arquée. Théoriquement même un champ uniforme peut créer un orogène arqué : le raccourcissement peut être transféré de façon variable latéralement ("uniform displacement differentially consumed" de Ferrill and Groshong [1993]), conduisant à un gradient de déplacement à l'intérieur de la zone déformée. Par ailleurs, même si le raccourcissement à l'intérieur de la zone déformée est constant latéralement, un déplacement différentiel est observé dans la zone déformée pour autant que celle-ci soit oblique à la direction de transport [Hindle et al., 2000; Sanderson and Marchini, 1984]. Le cisaillement ainsi créé engendre une obliquité des marqueurs de la déformation (axes de pli, stylolithes, ...) par rapport au champ de déplacement. Ce type d'arc est appelé 'arc primaire' car les marqueurs de la déformation sont obliques dès l'initiation de la déformation. Dans une classification des arcs basée sur les champs de déplacement (figure 1.1), Hindle and Burkhard [1999] opposent ce mécanisme de formation d'arc (fig. 1.1c) à deux autres types de mécanismes fondamentaux : le 'pure bending' d'une chaîne initialement rectiligne (fig. 1.1a) et un champ de déplacement divergent (fig. 1.1b). Le cas d'un 'pure bending' paraît peu réaliste pour des raisons mécaniques (comportement quasi élastique, rapprochement des terminaisons latérales initiales de la chaîne). En revanche une divergence des directions de transport est un mécanisme très populaire, à l'image d'Argand qui décrivait une grande partie des arcs d'Asie comme des 'virgations du premier genre' [Argand, 1924].

Les trois types d'arc représentés sur la figure 1.1 sont des cas extrêmes des nombreux champs de déplacement possibles [Marshak, 1988]. Malgré des différences importantes dans la distribution de la déformation finie, il n'est toutefois pas trivial de distinguer ces trois cas. En effet, dans la réalité, le géologue a seulement accès à des informations fragmentaires qu'il doit interpréter pour reconstituer une telle carte de la déformation finie. Une simple observation de la répartition de la déformation ne permet généralement pas de trancher entre différents modes de formation d'arc. En effet la localisation de l'extension longitudinale et la distribution et l'intensité des rotations à axe vertical, qui sont les principaux critères qui permettent de différencier les trois cas de la figure 1.1, varient généralement peu d'un modèle à l'autre. Par exemple des rotations existent aussi bien dans le cas d'un champ de déplacement divergent que dans le cas d'un champ unidirectionnel [Hindle and Burkhard, 1999]. Les données partielles ne permettent habituellement pas de trancher de manière certaine entre les deux modèles.



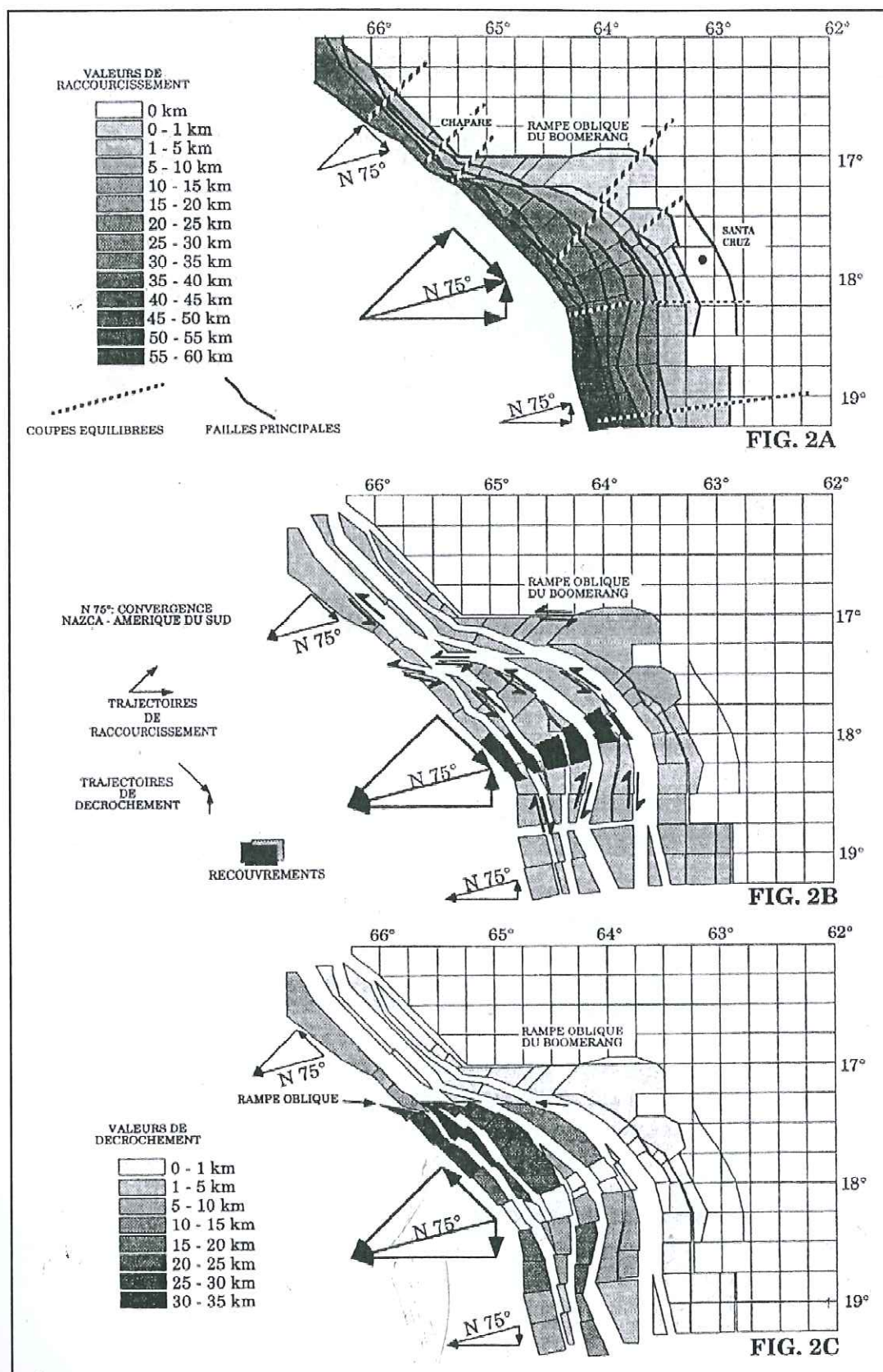
Hindle and Burkhard, 1999.

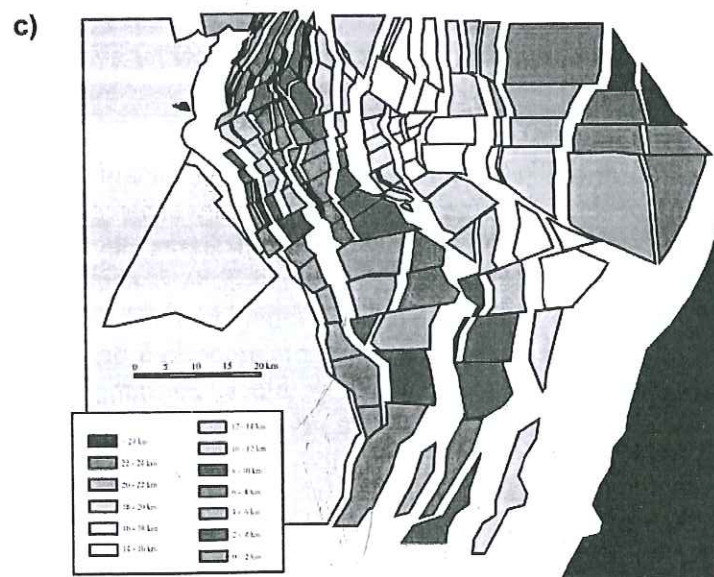
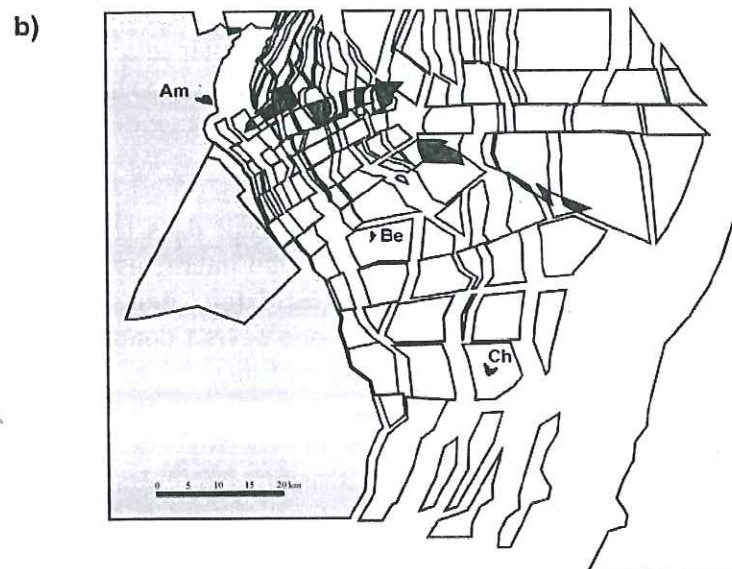
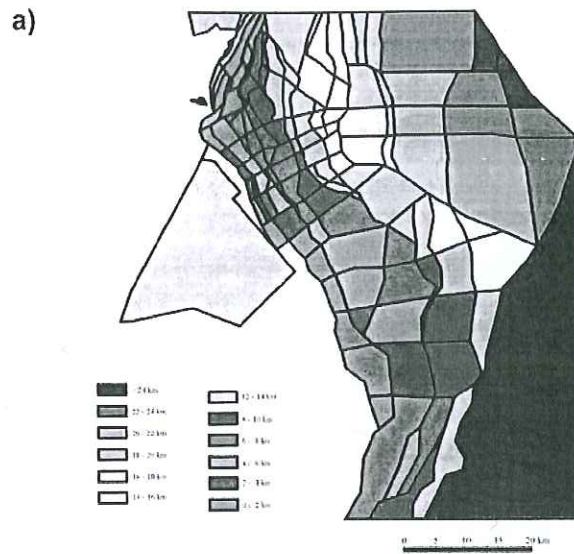
Figure 1.1. Classification des chaînes arquées d'après le champ de déplacement associé, tiré de Hindle and Burkhard [1999]. Commentaires, voir texte.

Dans ce contexte un travail de restauration en carte à l'échelle de la chaîne d'avant-pays permet de caractériser au mieux la déformation finie et ses variations.

Il n'existe actuellement pas d'exemple de chaîne arquée dont la cinématique soit connue sans *a priori* sur les directions de déplacement. Par exemple une rétrodéformation de type 'block mosaic' (voir chapitre 2) a été appliquée à l'arc de la Zone Subandine bolivienne (coude de Santa Cruz) par Baby et al [1993] (figure 1.2). Dans ce cas le modèle cinématique proposé repose sur l'hypothèse d'une direction de déplacement d'une part (N075) et sur la direction des décrochements qui accommoderaient l'extension longitudinale d'autre part. Ces deux hypothèses ont une grande influence sur le résultat final.

Page suivante : Figure 1.2. Modèle cinématique de la Zone Subandine du Coude de Santa Cruz (Bolivie), d'après Baby et al [1993]. Les auteurs ont divisé la restauration en deux étapes : dans un premier temps les déformations parallèles aux coupes sont restaurées (en haut). Cette étape cause une zone de recouvrement au centre de l'arc (parties noires sur la figure du milieu). Pour cette raison, les auteurs attribuent une composante importante de décrochement sur les failles parallèles à l'arc, ce qui permet d'éliminer les recouvrements (en bas).





Page précédente : Figure 1.3. Modèle cinématique du Jura méridional, d'après Philippe [1995]. La restauration proposée par cet auteur est basée sur des coupes équilibrées perpendiculaires aux plis de la chaîne arquée. La figure du haut montre l'état déformé du modèle. Sur la figure du milieu, les zones rouges indiquent les recouvrements provoqués par la restauration des blocs parallèlement aux coupes. En bas, l'état rétrodéformé final a été obtenu en introduisant une composante d'extension au centre de l'arc et en réarrangeant les blocs. Les couleurs indiquent les valeurs de déplacement.

De même la méthode de restauration de type pseudo-tridimensionnelle (voir chapitre 2) utilisée par Philippe [1995] dans le cas du Jura (figure 1.3) attribue à des blocs des valeurs de raccourcissement déduites de coupes. La validité d'une restauration basée sur cette méthode dépend en grande partie de la précision du modèle. Dans le cas du Jura l'extension longitudinale nécessaire pour éviter un problème de place au centre de l'arc lors de la restauration est accommodée par des failles décrochantes observées sur toute la longueur de l'arc (voir chapitre 3). Si le nombre de blocs qui constituent le modèle est faible, les blocs sont susceptibles de comporter une déformation interne qui n'est pas prise en compte lors de la rétrodéformation. Dans ce cas l'extension parallèle à l'arc est sous-estimée et la restauration conduit à un recouvrement des surfaces au centre de l'arc. Ce problème a conduit Philippe [1995] à réarranger les blocs de manière arbitraire pour éviter ce recouvrement. Dans le cas de structures géologiques arquées, la méthode de restauration pseudo-tridimensionnelle pose donc un problème méthodologique de fond.

Dans le présent travail nous utilisons une méthode basée sur la rétrodéformation d'horizons plissés et faillés. Comme nous le verrons plus en détail dans le chapitre 2, cette méthode nécessite de construire des surfaces dont la déformation interne est négligeable. Dans ce sens, cette méthode requiert un modèle plus détaillé des déformations et donc permet de mieux quantifier l'extension parallèle à l'arc. Cette méthode devrait donc permettre de déterminer la part de divergence dans le champ de déplacement du Jura.

En dehors de la méthode de restauration utilisée, la validité d'une rétrodéformation dépend de l'identification correcte des différents types de structures obliques observées dans les chaînes d'avant-pays. Dans la suite du texte nous présentons cinq types de structures obliques et les critères qui peuvent être utilisés pour les identifier.

1.2. CLASSIFICATION GENETIQUE ET IDENTIFICATION DES STRUCTURES OBLIQUES DANS LES CHAINES D'AVANT-PAYS.

Nous définissons ici une structure oblique comme tout changement dans la géométrie latérale d'un pli. Dans ce sens les changements de direction des axes de pli et les terminaisons périclinales des axes de pli constituent deux types différents de structures obliques. Nous avons identifié quatre mécanismes distincts de formation de structures obliques (figure 1.4) : 1) un gradient de déplacement (fig. 1.4a-b), 2) un changement dans la direction de la rampe frontale (fig. 1.4c-d), 3) des déplacements divergents associés à des translations (fig. 1.4e) et 4) des déformations polyphasées (fig. 1.4f). Les blocs diagrammes de la figure 1.4 sont inspirés de Wilkerson et al [2002]. Dans la suite nous décrivons ces quatre mécanismes et les critères qui peuvent être utilisés pour les distinguer.

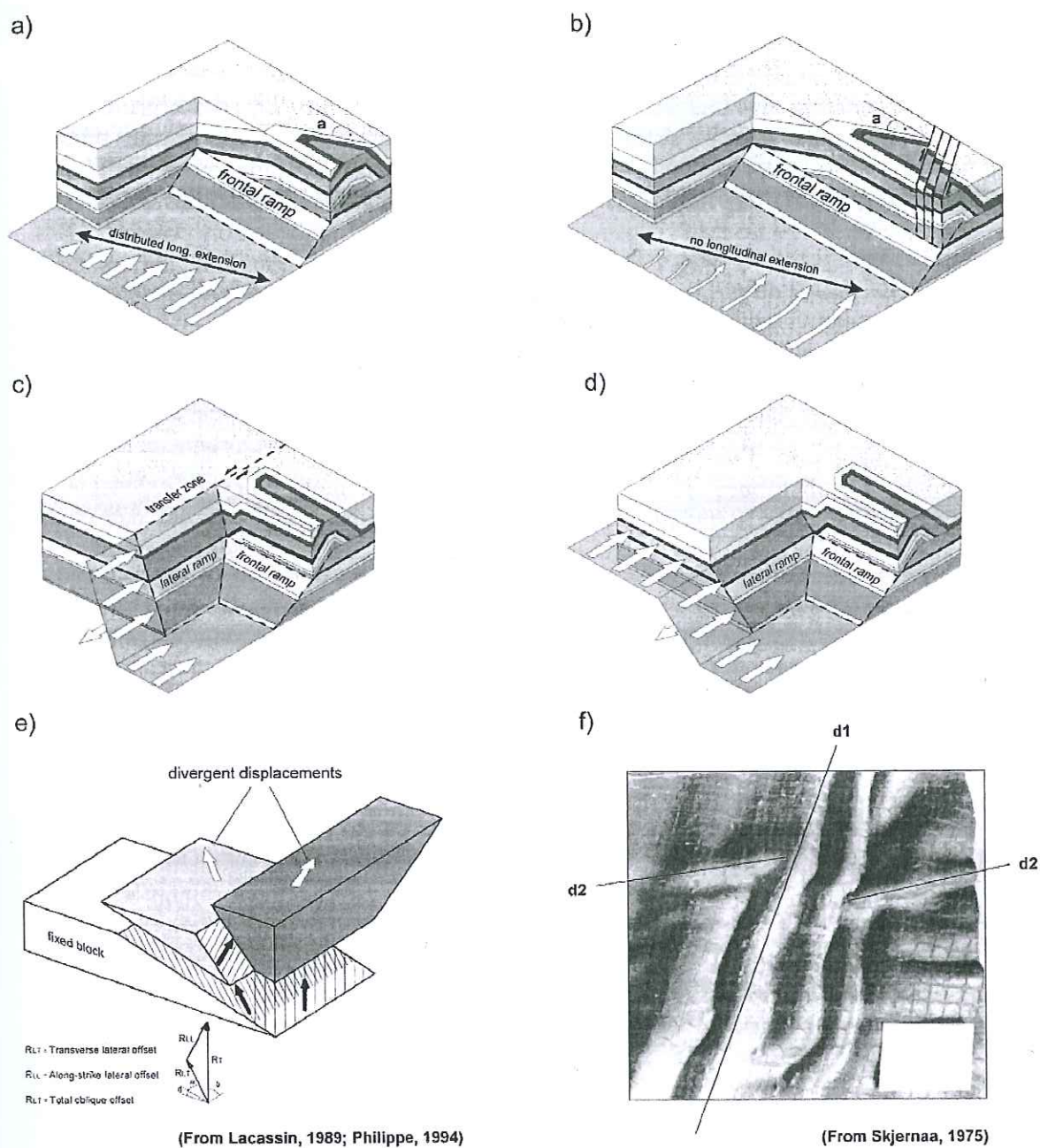


Figure 1.4. Classification des structures obliques en milieu compressif basée sur le mécanisme et la chronologie des déformations d'une part, et sur le champ de déplacement associé d'autre part. a) terminaison associée à un gradient de déplacement, b) composante de rotation délimitée par une zone de faille, c) structure oblique liée à une rampe latérale, d) cas similaire à c) mais la rampe latérale est aveugle, e) déplacements divergents accommodés par des translations uniquement (pas de rotation), f) déformations polyphasées.

1) *Terminaisons périclinales associées à un gradient de déplacement.*

La terminaison d'un pli peut être due à une simple diminution latérale de déplacement. Comme le montre la figure 1.4, le gradient de déplacement peut être accompagné soit par une rotation rigide limitée latéralement par une faille ou une zone de faille (fig. 1.4b), soit par une extension tangentielle accommodée par des failles de déchirement parallèles au transport ou, de façon générale, par une déformation distribuée (fig. 1.4a). Le critère principal pour reconnaître ce type de structure oblique est l'angle qui existe entre la 'cut-off line' du toit du pli et la direction de la rampe frontale. De manière générale, la distribution et l'intensité de la fracturation sont des critères importants pour distinguer les types de structures obliques et en particulier les cas 1.4a et 1.4b. Cependant les gradients de déformation observés dans la nature sont généralement faibles [Wilkerson, 1992] et l'extension longitudinale associée est habituellement inférieure à 10%, ce qui correspond à un angle de cisaillement de 25°. Pour cette raison la distribution de l'extension longitudinale doit être déterminée de façon très détaillée si l'on veut distinguer les différents types de structures obliques sur cette base. Par ailleurs, le critère de l'extension longitudinale peut être faussé par un effet d'échelle. Des failles qui n'apparaissent qu'à une échelle locale peuvent passer inaperçu à l'échelle régionale et donner l'impression d'une déformation continue. Dans ce cas on dit que l'extension longitudinale est distribuée et les structures qui accommodent cette extension sont pénétratives à l'échelle de travail. Cet effet peut être quantifié en reportant des plans de stratification subverticaux et en comparant leur direction avec l'axe de pli mesuré à l'échelle régionale (voir chapitre 6.4). Idéalement, des données paléomagnétiques échantillonnées dans différentes parties des plis peuvent être utilisées pour quantifier les rotations rigides. De manière générale, tous les mécanismes de déformation susceptibles d'accommoder une extension longitudinale doivent être pris en compte. Les processus de dissolution-cristallisation peuvent jouer un rôle significatif mais leur importance reste très difficile à déterminer.

2) *Changement dans la direction de la rampe frontale.*

En milieu compressif, les plis peuvent être classés en fonction de la géométrie des couches plissées par rapport au plan de chevauchement. Les plis de rampe de type 'fault-bend fold' et 'fault-propagation fold' ont ainsi été décrits par Suppe [1983] et Suppe and Medwedeff [1990]. La structure des plis de rampe dépend de relations géométriques décrites par ces auteurs. En coupe, les facteurs qui déterminent la géométrie des plis sont le pendage de la rampe et l'angle de rupture initial ('initial cutoff angle') [Suppe, 1983]. En 3D, une variable supplémentaire est la direction de la rampe. La rampe est dite 'frontale' si elle est perpendiculaire à la direction de transport présumée, latérale si elle est parallèle au transport et oblique si elle est intermédiaire. Le changement dans la direction du plan de chevauchement est un mécanisme bien connu de formation des structures obliques dans un champ de déplacement uniforme. Le critère utilisé pour reconnaître ce type de terminaison périclinale est la présence d'une zone de relais qui permet de transférer le déplacement depuis l'arrière-pays ou en direction de l'avant-pays. Dans le cas 1.4d où la rampe latérale n'atteint pas la surface, ce critère n'est pas utilisable si l'érosion n'a pas atteint la rampe latérale. A première vue les modèles 1.4c et 1.4d montrent des terminaisons très rapides par rapport aux modèles 1.4a et 1.4b. Le plongement axial des plis aux terminaisons périclinales n'est toutefois pas un critère fiable pour distinguer un gradient de déplacement d'une rampe latérale/oblique. Comme il a été montré par Wilkerson et al [2002], seul le gradient de déplacement limite le plongement axial dans les cas 1.4a et 1.4b.

3) *Transport divergent causé par un partitionnement de la déformation ('strain partitioning').*

Des directions de transport divergentes peuvent être causées par un partitionnement des déformations, en dehors des rotations à axe vertical. Dans ce cas, les déplacements divergents sont causés uniquement par des translations rigides, sans composante de rotation. Sur la figure 1.4e, le vecteur déplacement original est décomposé en deux vecteurs le long d'une limite transpressive. De manière générale, des déplacements divergents impliquent des valeurs très importantes d'extension longitudinale. Toutefois un gradient de déplacement important dans un champ de déplacement unidirectionnel (fig. 1.4a) crée également de fortes valeurs d'extension longitudinale, même si la distribution de l'extension n'est pas la même. Pour cette raison, pour distinguer les cas de gradient de déplacement des cas de transport divergent, d'autres critères qui donnent une indication sur la direction de transport doivent être utilisés en plus de l'intensité et de la distribution de l'extension longitudinale. Les mesures microtectoniques des indicateurs cinématiques sur les plans de failles ('slickenlines', 'groove marks', ...) peuvent être utilisées pour déduire une direction de transport régionale, pour autant que ces mesures ne traduisent pas des contraintes incrémentales ou des contraintes de signification locale (voir chapitre 6.3).

4) *Déformations polyphasées.*

La façon la plus simple d'expliquer des structures obliques est d'invoquer un changement dans la direction du raccourcissement. Des déformations polyphasées (fig. 1.4f) sont fréquemment invoquées pour expliquer des structures obliques à une échelle locale. Toutefois la reconnaissance de déformations polyphasées devrait reposer sur des observations à l'échelle régionale. Pour cette raison, si un changement dans la direction de raccourcissement est le mécanisme le plus facile à invoquer, c'est généralement aussi le plus difficile à prouver.

En conclusion, les différents types de structures obliques qui affectent les axes de pli peuvent être identifiés en utilisant des critères comme la géométrie du toit des plis, la distribution de l'extension longitudinale et des indicateurs cinématiques sur les plans de faille. Idéalement les observations devraient être menées aussi bien sur des affleurements que sur des cartes géologiques régionales, ceci afin d'éviter des effets d'échelle. La validité d'un travail de rétrodéformation dépend en premier lieu d'une identification correcte des structures individuelles.

Dans le chapitre suivant nous décrivons brièvement les principales méthodes proposées à ce jour pour rétrodéformer les structures géologiques et plus particulièrement la méthode de restauration 3D des surfaces que nous avons appliqué au Jura.

II. Méthodes de rétrodéformation en carte et en 3D

Plusieurs approches ont été décrites dans la littérature pour rétrodéformer les structures géologiques. Dans la suite du texte nous décrivons brièvement ces différentes méthodes et leur domaine d'application.

2.1. SUBDIVISION EN DOMAINES DE DEFORMATION HOMOGENE :

Une méthode particulière consiste à diviser une déformation hétérogène en domaines de taille comparable et à considérer la déformation comme homogène à l'intérieur de chaque domaine [Cobbold, 1979; Oertel, 1974; Schwerdtner, 1977]. Une valeur de déformation est ensuite estimée pour chaque domaine en intégrant toutes les déformations observées dans le domaine. Les éléments sont alors rétrodéformés individuellement. Des applications de cette méthode à des déformations crustales sont données par Cobbold and Percevault [1983] et Gratier et al [1989].

2.2. METHODE DES 'BLOCKS MOSAICS' :

Une autre approche consiste à diviser la région d'étude en blocs de taille variable délimités par les failles observées à l'échelle d'étude. Cette méthode, dite des 'blocks mosaics', considère que la déformation à l'intérieur des éléments ainsi définis est continue et homogène. En milieu compressif il s'agit de la composante de plissement. Dans ce cas les éléments sont dépliés individuellement puis ajustés pour éliminer les recouvrements associés aux chevauchements. Deux méthodes de type 'block mosaic' existent : une méthode pseudo-tridimensionnelle et une méthode de restauration des surfaces.

2.2.1. Méthode pseudo-tridimensionnelle :

La méthode pseudo-tridimensionnelle est basée sur la restauration de coupes géologiques qui sont ensuite reliées entre elles latéralement [Wilkerson et al., 1991] (figure 2.1).

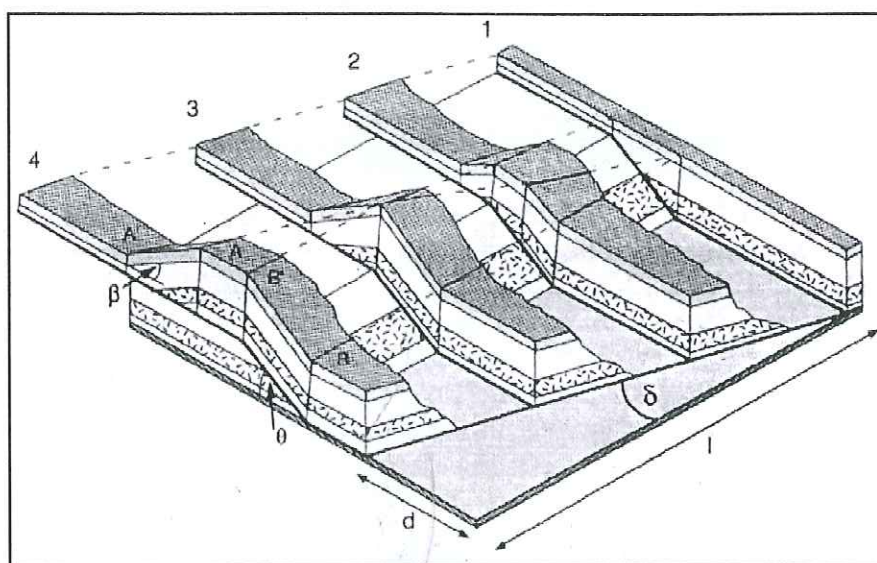


Figure 2.1. Modèle de déformation pseudo-tridimensionnel (tiré de Wilkerson et al [1991]).

Cette méthode est applicable dans le cas de structures cylindriques ou de structures obliques (terminaison ou variation de direction des plis) formées dans un champ de déplacement unidirectionnel. Elle nécessite par ailleurs un *a priori* sur la direction du champ de déplacement. Dans ce sens, la méthode numérique de restauration des surfaces et des volumes développée par Griffiths et al [2002] est une simple mise en parallèle de coupes équilibrées (figure 2.2). Dans cette méthode, un plan vertical de dépliage est défini et les points qui constituent la surface sont déplacés à l'intérieur de ce plan de telle façon à ce que la ligne formée par l'intersection entre le plan de dépliage et la surface soit remise à plat tout en conservant sa longueur initiale. Cette méthode ne vérifie pas la développabilité des surfaces (voir plus bas) et, dans le cas de plis coniques, introduit une déformation artificielle de cisaillement parallèle à la direction de dépliage. Dans le Jura, des restaurations pseudo-3D à l'échelle locale ont été effectuées par Bitterli [1988; 1990], Laubscher [1965] et Philippe [1994]. Une restauration de tout l'arc du Jura basée sur cette méthode a également été proposée par Philippe [1995].

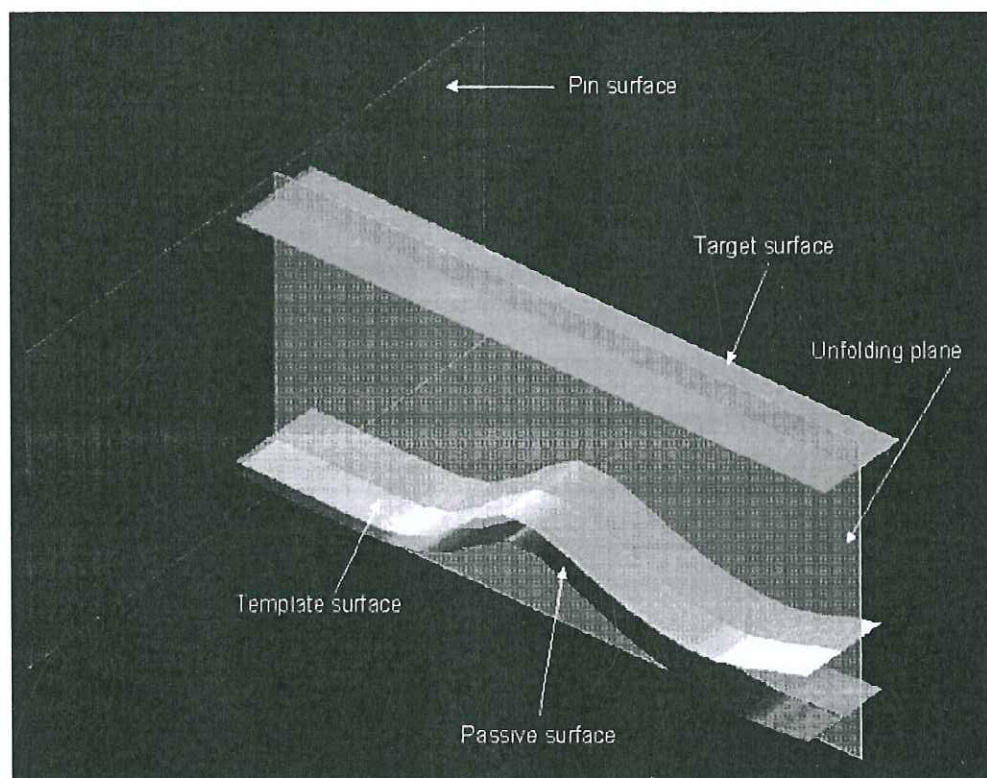


Figure 2.2. Méthode de dépliage pseudo-tridimensionnelle, d'après Griffiths et al [2002]. Le processus de dépliage est défini pour une surface donnée ('template surface'). Le traitement permet d'obtenir une géométrie déterminée ('target surface'), en l'occurrence une surface horizontale. Au cours du dépliage, une ou plusieurs surfaces ('passive surfaces') peuvent subir la transformation imposée à la surface définie. Cette méthode impose une direction de dépliage ('unfolding plane').

2.2.2. Méthode de restauration des surfaces en 3D:

La deuxième méthode de type 'block mosaic' est plus objective car basée sur la rétrodéformation tridimensionnelle des surfaces. Elle ne nécessite donc pas d'*a priori* sur la

direction des déplacements. Il existe actuellement deux méthodes principales de rétrodéformation des surfaces: un mode de rétrodéformation en 'flexural slip' (plissement par glissement couche sur couche) et un mode en cisaillement simple.

Le mécanisme de déformation par cisaillement simple est avant tout applicable en milieu extensif où la déformation du toit liée à la forme listrique de la faille principale peut être accommodée par un réseau de failles synthétiques et antithétiques. Toutefois la déformation du toit par flexural slip est un mécanisme concurrent qui peut former un 'rollover anticline'. La méthode originale de rétrodéformation par cisaillement simple a été décrite par Kerr [1993].

Dans le cas des milieux compressifs le mécanisme de formation des plis dépend de la rhéologie des séries déformées, qui dépend elle-même entre autres de la température de déformation. Dans le cas où les séries compétentes dominent et la température de déformation est faible, la géométrie du pli s'approche d'un pli en 'flexural slip', isopache (pli de classe 1B selon la classification de Ramsay). Lorsque la température ou la proportion relative des roches argileuses augmentent, les plis deviennent semblables (pli de classe 2 selon Ramsay). Dans la nature la géométrie des plis multicouches est souvent intermédiaire entre ces deux extrêmes (Faure et al [1999], fig. 2.3). Les séries argileuses se déforment par cisaillement pur dans la charnière et par cisaillement simple dans les flancs, ce qui peut mener à un épaississement au niveau de la charnière. Simultanément les roches compétentes se déforment par 'flexural slip'.

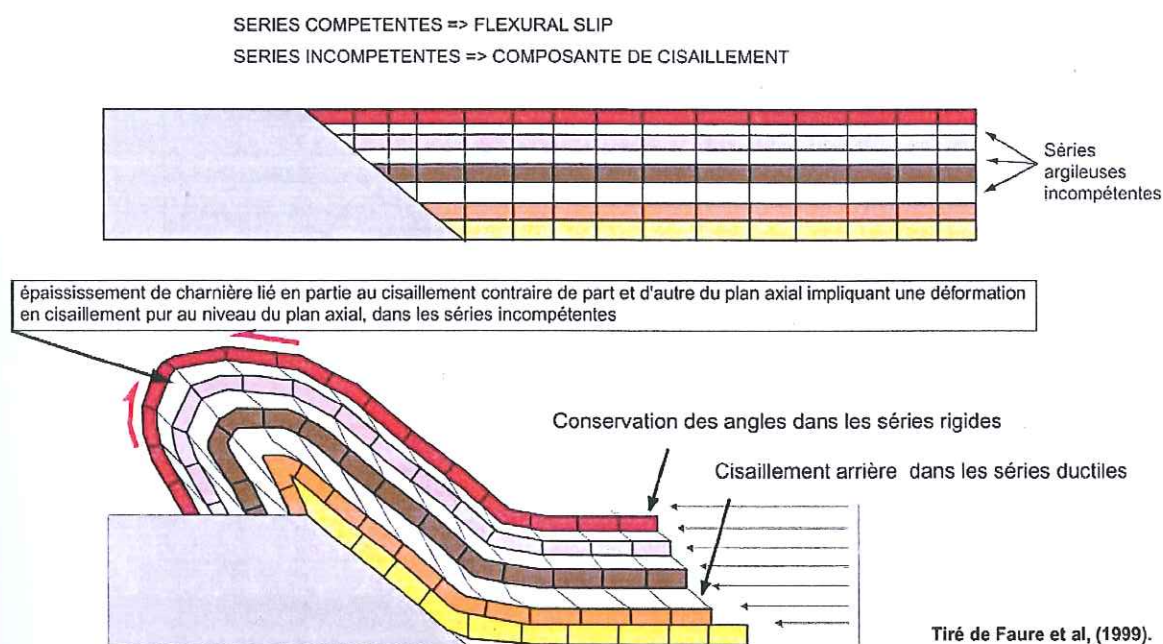


Figure 2.3. Déformation d'une série litée par plissement isopache des horizons compétents ('flexural slip') et cisaillement simple dans les horizons ductiles, d'après Faure et al [1999]. La compatibilité des déformations nécessite la formation d'une 'zone de bourrage' dans la charnière du pli et un cisaillement simple horizontal à l'arrière du pli.

Il n'existe pas actuellement de méthode de rétrodéformation intermédiaire entre le 'flexural slip' et le cisaillement simple. Dans le cas du Jura les valeurs de réflectance de la vitrinite [Schegg and Leu, 1998] indiquent que les déformations se sont faites sous un maximum de

2.5 km de sédiments molassiques pour la partie la plus interne de la chaîne. Cette faible profondeur et la présence d'importantes séries calcaires (Bajocien, Malm supérieur) permettent l'utilisation d'une méthode de rétrodéformation en 'flexural slip'.

Le mécanisme de déformation en 'flexural slip' correspond au principe de conservation des longueurs en 2D et des surfaces en 3D. En 2D une coupe est dite équilibrée lorsqu'elle remplit ce principe. En 3D, une surface est dite 'développable' si les lignes qu'elle contient ne subissent pas d'étirement au cours de la déformation [Hilbert and Cohn-Vossen, 1952] (fig. 2.4). Pour être dépliée une surface doit donc remplir le principe de 'développabilité'. En termes de géométrie différentielle des surfaces, une surface est développable si la courbure totale ou gaussienne K est nulle en tout point. La courbure totale est égale au produit des courbures principales k_1 et k_2 (k_1 : courbure maximale, k_2 : courbure minimale). L'analyse des courbures est intégrée dans la plupart des logiciels de visualisation 3D et peut être un moyen intéressant d'étudier la répartition spatiale des failles [Stewart and Podolski, 1998]. Il faut remarquer que le caractère non-développable d'une surface peut avoir deux causes : d'une part le modèle de la surface peut être faux à cause d'une erreur d'interprétation des données disponibles ou plus simplement d'un manque de données; d'autre part le modèle peut être correct à l'échelle d'étude mais une déformation interne de la surface peut la rendre non-dépliable. Ce second cas a déjà été l'objet de recherches pour la localisation des zones de fractures [Lisle, 1992; Lisle, 1994; Lisle, 2000].

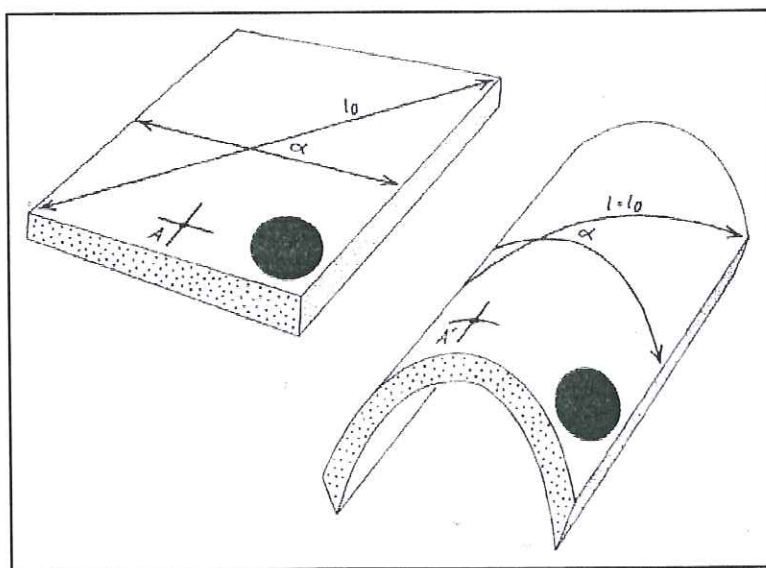


Figure 2.4. Définition d'une surface développable [Lisle, 1992]. Les longueurs des lignes qui composent cette surface et les angles qui séparent ces lignes sont conservés au cours du plissement.

Dans la suite du texte nous décrivons deux méthodes numériques de dépliage des surfaces basées sur un mécanisme en 'flexural slip' : le logiciel UNFOLD (2.2.2.1) et la méthode paramétrique implémentée sur le logiciel Gocad (2.2.2.2).

2.2.2.1. La méthode UNFOLD

La méthode numérique originale de dépliage en 'flexural slip' UNFOLD a été proposée par Gratier et al [1991] et Gratier and Guillier [1993]. Des méthodes similaires ont été développées par la suite et implémentées sur des logiciels commerciaux. La méthode de Williams et al [1997] a ainsi été implémentée sur le logiciel 3DMove (Midland Valley). Les travaux de Rouby et al [2000] ont également conduit ces auteurs à développer une méthode basée sur le logiciel UNFOLD. Ces méthodes sont basées sur un mode de déformation en 'flexural slip' (glissement couche sur couche). Pour être traitée par UNFOLD, une surface doit dans un premier temps subir un maillage en éléments finis triangulaires suivant une grille cartésienne (fig. 2.5). Les triangles sont ensuite mis à plat individuellement dans l'ordre des lignes et des colonnes. La mise à plat se fait par une rotation autour d'un axe défini par l'intersection entre un plan horizontal et le plan du triangle. Chaque triangle est ajusté par rapport à ses voisins en minimisant la somme des carrés des distances D entre les noeuds du triangle et ceux de ses voisins. Pour chaque triangle un indice local d'ajustage f est calculé :

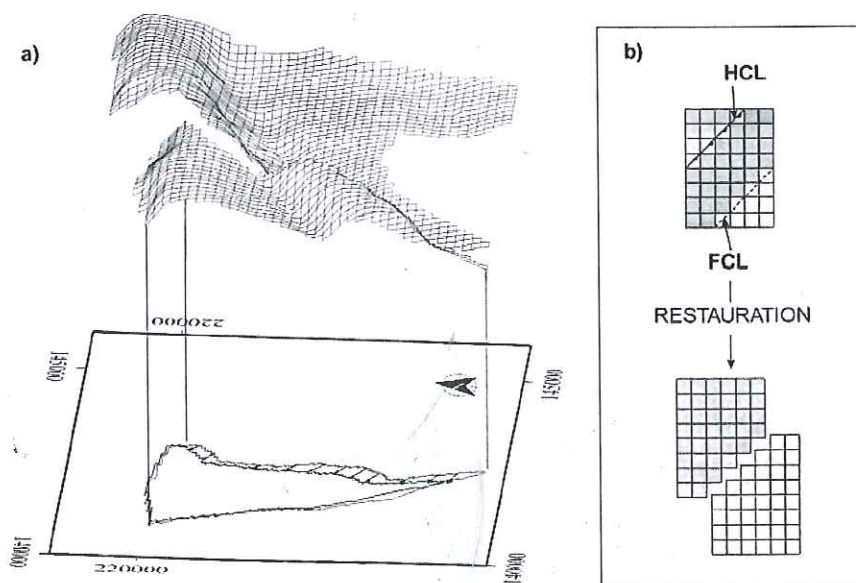
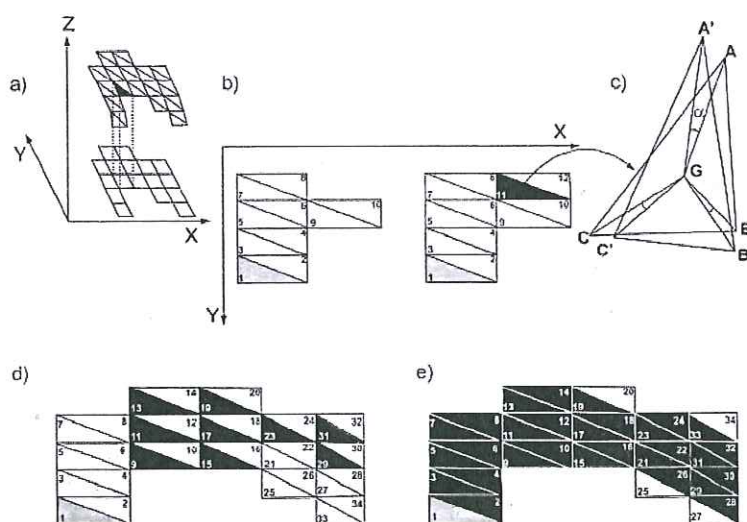
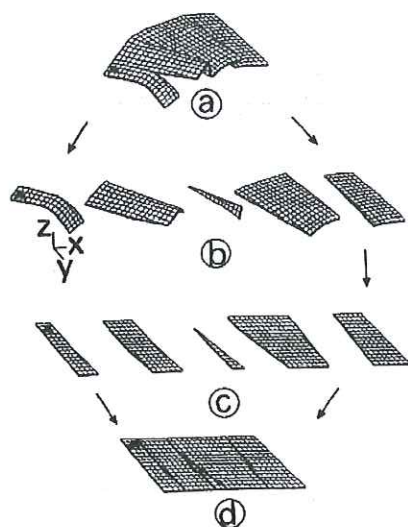
Indice f de compatibilité lors de l'ajustage des éléments rigides: $f = D/M$,

Avec:

D : distance entre les noeuds d'un triangle et ceux des triangles voisins,

M : moyenne des médianes des triangles

Page suivante: Figure 2.5. Etapes du dépliage d'une surface par UNFOLD, tiré de Gratier et al [1991]. *En haut* : a) état déformé de la couche géologique ; b) l'horizon plissé-faillé est subdivisé en éléments où la déformation est considérée continue et de telle façon à ce que la surface soit définie par une fonction unique en x,y,z ; c) ces éléments sont dépliés individuellement ; d) les éléments sont ajustés pour obtenir l'état rétrodéformé. *Au milieu* : a) une grille régulière d'éléments triangulaires est générée à partir de points dispersés ; b)-e) les triangles sont mis à plat dans l'ordre indiqué par la numérotation, et ajustés par rapport aux triangles déjà traités. Les triangles gris clairs indiquent les 'points d'ancrage' du dépliage, les triangles blancs indiquent les qui sont ajustés par rapport à deux noeuds d'un triangle voisin, et les triangles noirs ceux qui sont ajustés par rapport à trois noeuds. Un premier ajustage est effectué pour tous les triangles (b à d), puis on réalise des itérations jusqu'à une valeur d'ajustage des triangles définie par l'utilisateur (e). Les triangles sont ajustés par une méthode des moindres carrés qui minimise la somme des distances entre les noeuds d'un triangle ABC et l'espace triangulaire défini par ses voisins A'B'C' (c). G est le centre de gravité des deux triangles. *En bas* : a) exemple de deux surfaces séparées par une faille décrochante verticale. Le contour déplié de la surface au premier plan est indiqué par un trait rouge. Dans ce cas le dépliage indique un raccourcissement de 19% ; b) une fois dépliées les surfaces sont déplacées pour éliminer la composante de chevauchement. HCL : hangingwall cutoff line, FCL : footwall cutoff line.



A partir des valeurs de f , une valeur moyenne d'ajustage F est calculée pour toute la surface. L'ajustage des triangles est répété jusqu'à ce qu'une valeur F fixée par l'utilisateur soit atteinte. Les tests effectués par Gratier and Guillier [1993] à partir d'exemples naturels et synthétiques indiquent qu'une valeur de $5 \cdot 10^{-3}$ est appropriée pour des surfaces expérimentales développables (feuilles de papier).

La figure 2.5 résume la méthode utilisée par UNFOLD et montre un exemple de surface dépliée. Dans cet exemple, la variation de surface est de 19%, ce qui montre que de manière générale, la composante de plissement peut représenter une part importante du raccourcissement.

Après dépliage les surfaces sont ajustées de façon à minimiser les vides et recouvrements. L'état rétrodéformé ainsi obtenu est alors comparé avec l'état déformé pour obtenir le champ vectoriel de déplacement. De même que pour les autres méthodes de restauration, il faut remarquer que le champ de déplacement obtenu dépend du système de référence choisi. Le système de référence est défini lors du choix d'une 'pin-line'. Il faut également souligner que dans le cas de déformations polyphasées, le champ obtenu correspond à la résultante des déformations et il devient très délicat d'attribuer une composante à chaque déformation.

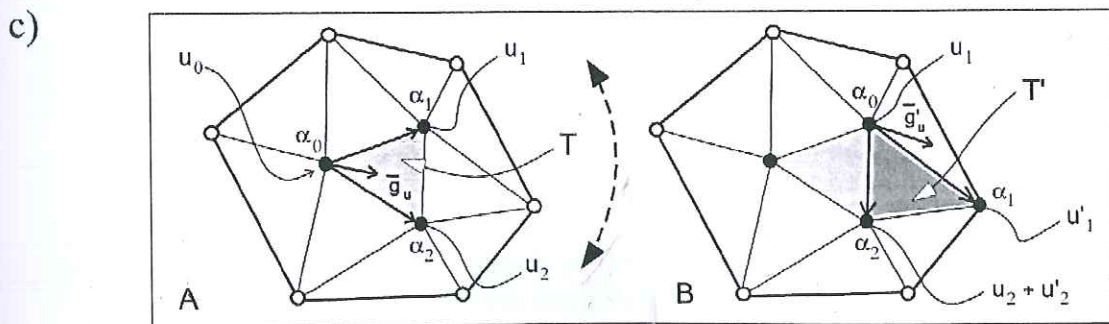
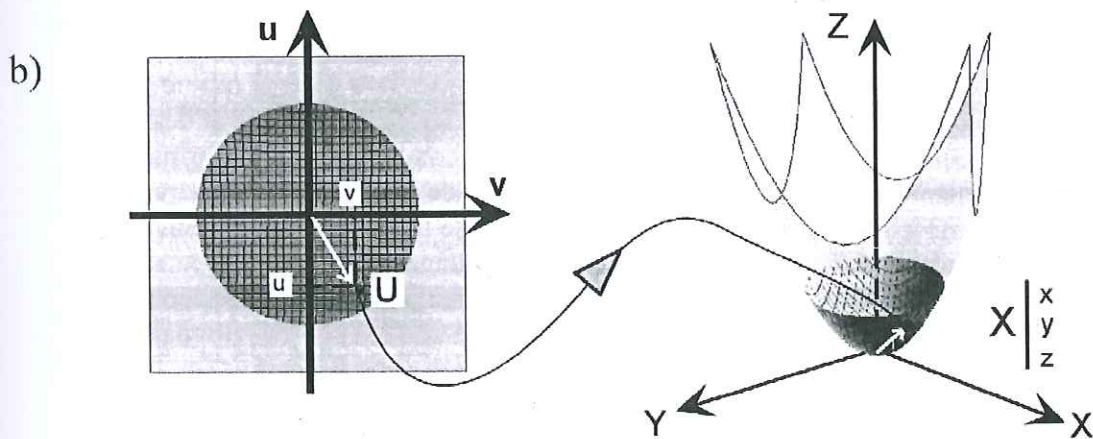
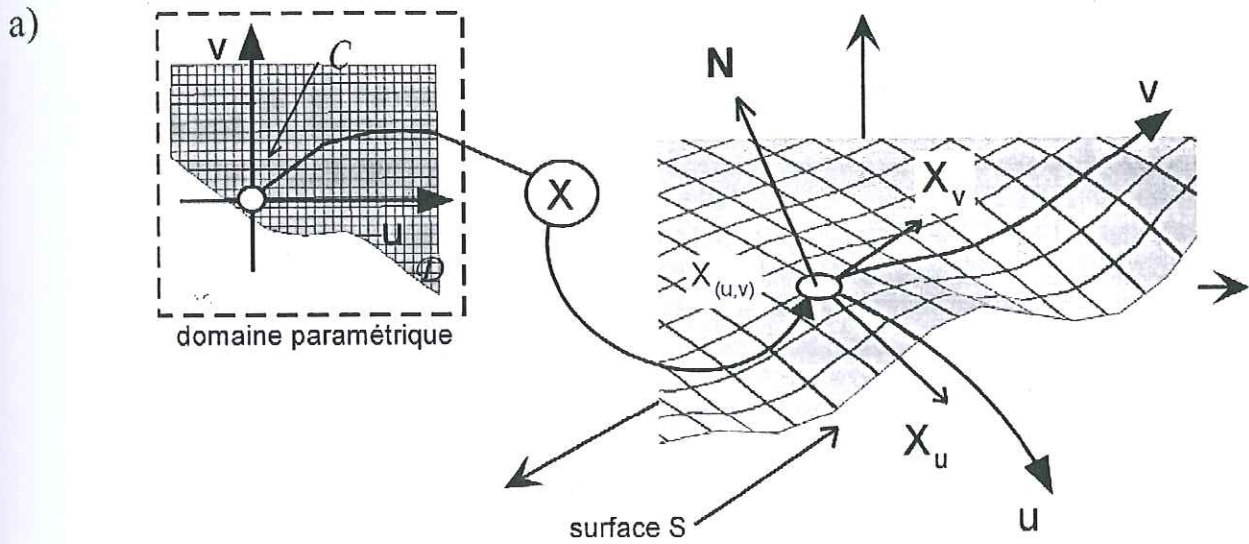
2.2.2.2 . L'approche paramétrique

Une autre approche proposée pour rétrodéformer des horizons utilise la méthode de paramétrisation des surfaces. Initialement, l'approche paramétrique a été développée par Bennis [1990] et Lecomte et al. [1994] et a abouti au logiciel PATCHWORK actuellement disponible sous Geoframe (Schlumberger). Par la suite, des méthodes de dépliage basées sur la paramétrisation des surfaces ont été implémentées dans le logiciel Gocad [Samson, 1996 ; Mallet, 2001 ; Massot, 2002].

Dans la mesure où l'approche paramétrique se base sur les mêmes contraintes isométriques que les méthodes citées plus haut (conservation des aires et des angles), elle reproduit elle aussi un mécanisme de 'flexural slip'. La paramétrisation d'une surface est le passage d'un système de coordonnées orthogonal dans un domaine 2D à un repère lié à une surface dans un espace 3D. Les points de la surface paramétrée sont donc définis par un système de coordonnées curvilignes attaché à la surface (fig. 2.6a). Ces courbes iso-paramétriques ne sont pas nécessairement orthogonales. La figure 2.6b donne un exemple d'une représentation paramétrique d'un parabolioïde. La figure 2.6c illustre le principe de l'initialisation du système de coordonnées paramétriques. Dans un repère local $R(u, v)$, les coordonnées u et v de chaque nœud de la surface sont déterminées à partir d'un point d'ancrage α_0 pour lequel $u = 0$ et $v = 0$ et sur la base des vecteurs unité g_u et g_v définis. u et v sont alors déterminés pour les 'vertices' α_1 et α_2 à partir de la relation :

$$\forall (i, j) \in \{0, 1, 2\}, \quad \begin{array}{l} u(\alpha_j) = u(\alpha_i) + \text{grad } u \cdot (x(\alpha_i) - x(\alpha_j)) \\ v(\alpha_j) = v(\alpha_i) + \text{grad } v \cdot (x(\alpha_i) - x(\alpha_j)) \end{array} \quad \forall j \neq i$$

Ce calcul est ensuite propagé aux triangles voisins par auroles successives.



Page précédente : Figure 2.6. Représentation paramétrique d'une surface, tiré de Massot [2002]. a) à gauche, vue en plan des deux axes de coordonnées u et v orthogonaux ; à droite, système de coordonnées curvilignes correspondant attaché à la surface. b) exemple de représentation paramétrique d'un paraboloïde. c) à gauche, initialisation de la paramétrisation à partir d'un triangle défini par les trois nœuds α_0 , α_1 et α_2 et sur la base de vecteurs unité g_u et g_v ; à droite, propagation de la paramétrisation aux triangles voisins

Une fois la surface paramétrée, une fonction vectorielle est déterminée pour passer de l'état déformé à une surface horizontale. Cette fonction doit vérifier :

$$\text{grad } u \cdot \text{grad } v = 0$$

et

$$\|\text{grad } u\| = \|\text{grad } v\| = 1$$

ce qui signifie que les deux gradients doivent rester orthogonaux (conservation des angles) et qu'ils doivent rester de même amplitude (conservation des longueurs).

2.2.2.3. Traitement de la déformation interne par les méthodes de dépliage en flexural slip

Comme nous l'avons expliqué, une surface non-développable est une surface qui ne peut pas être dépliée en respectant des critères isométriques (conservation des longueurs et des angles). Puisque dans les exemples naturels il existe toujours une composante de déformation qui s'écarte d'un mécanisme en 'flexural slip', les logiciels de dépliage doivent répartir la déformation interne associée sur toute la surface dépliée et de façon arbitraire. Dans ce sens, la principale différence qui oppose les méthodes de dépliage basées sur la mise à plat successive des éléments finis et la méthode de dépliage des surfaces paramétrées concerne la minimisation des déformations générées par le dépliage d'une surface non-développable.

Dans le cas de UNFOLD par exemple, chaque élément fini est remis à plat individuellement puis ajusté par rapport à ses voisins dans l'ordre des lignes et des colonnes d'un système de coordonnées cartésien (fig. 2.5). Une variable locale d'ajustage est ainsi définie pour chaque élément et un ajustage global calculé pour toute la surface à partir des variables locales. L'ajustage individuel des éléments est ensuite répété jusqu'à ce que l'algorithme ait convergé vers une valeur de l'ajustage global fixée par l'utilisateur. Cette valeur a été calibrée par Gratier and Guillier [1993] sur des cas synthétiques et des exemples naturels. L'effet de UNFOLD correspond donc à un fer à repasser puisqu'une éventuelle déformation interne de la surface est reportée aux limites les plus éloignées du point d'ancrage du dépliage ('seed' en anglais). La figure 2.7 montre que le résultat du dépliage d'une couche non-développable change avec la position du point d'ancrage, aussi bien avec UNFOLD qu'avec la méthode développée par Williams et al [1997]. En revanche, le dépliage d'une couche parfaitement développable par UNFOLD n'est pas sensible à la position du point d'ancrage.

En comparaison, la méthode de dépliage développée par Mallet [2001] minimise la déformation interne de façon globale, ce qui revient à dire que cette déformation est répartie sur l'ensemble de la surface plutôt qu'aux limites. Contrairement à UNFOLD, cette méthode ne teste toutefois pas la qualité de la développabilité. Toutes les surfaces sont remises à plat

même si elles ne sont pas exactement développables. Dans le cas de UNFOLD, l'utilisateur garde un contrôle sur la développabilité par l'intermédiaire de la valeur moyenne d'ajustage F . Dans les deux cas, une éventuelle déformation interne se traduit par un biais dans le traitement des données. Dans le présent travail nous avons utilisé UNFOLD car cette méthode a déjà prouvé sa robustesse dans plusieurs cas appliqués (Gratier and Guillier [1993], Gratier et al [1999]). Il serait toutefois intéressant de retraiter notre modèle avec d'autres méthodes pour comparer les résultats.

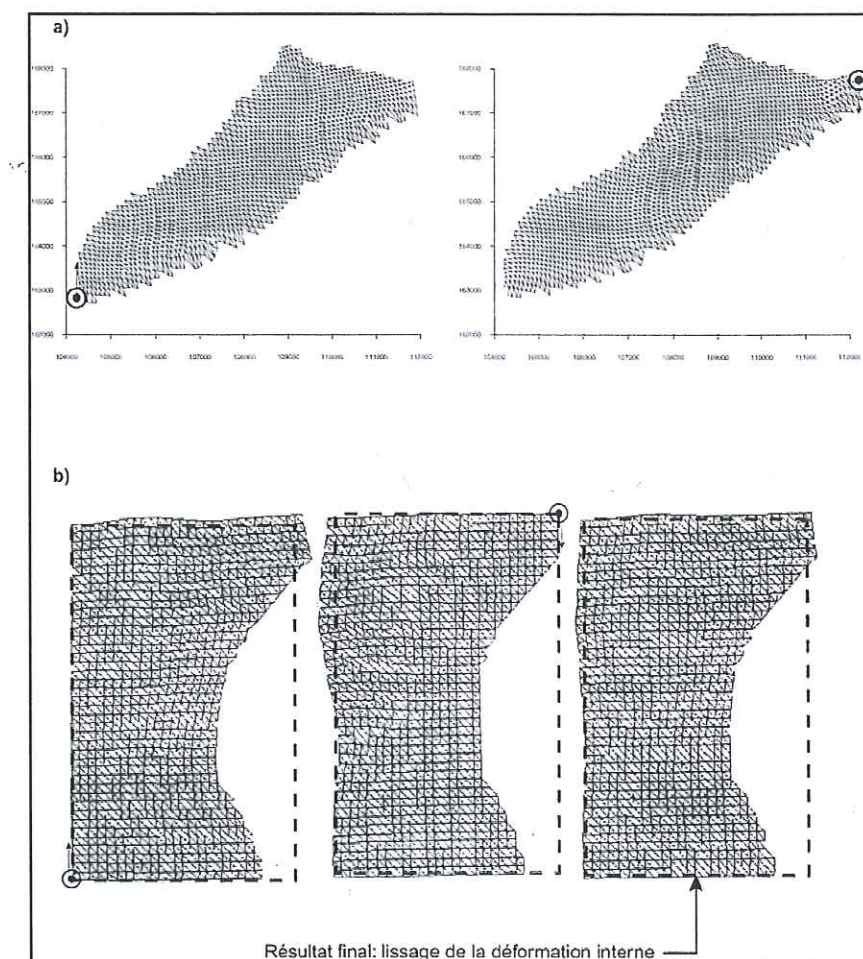


Figure 2.7. a) Traitement de la déformation interne par UNFOLD. Le cercle noir représente le point d'initiation du dépliage. b) Traitement de la déformation interne par la méthode de Williams et al (1997). Le résultat final (à droite) est une moyenne des deux premiers dépliages (à gauche et au milieu).

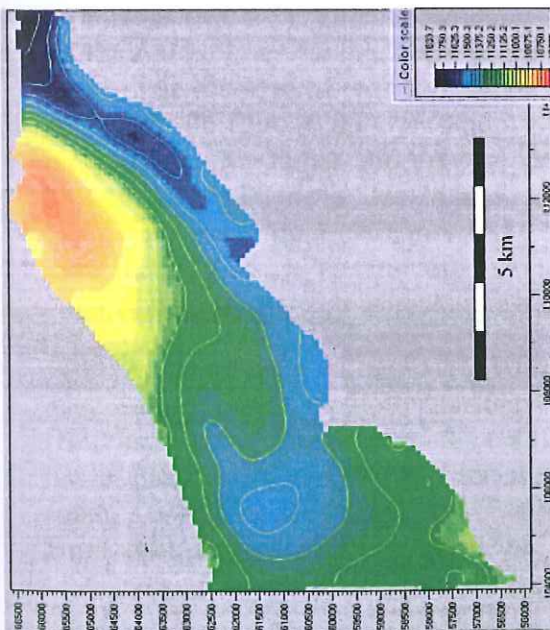
Finalement il faut souligner qu'un indice local d'ajustage ne donne aucune indication sur la déformation interne à l'endroit considéré comme cela a pu être suggéré [Rouby et al., 2000]. La figure 2.8 montre le cas d'une surface qui forme une structure en dôme dans sa partie SW. Après dépliage on peut voir que les valeurs de l'indice f d'ajustage prennent des valeurs différentes suivant la position du point d'ancrage (rond noir). Il apparaît donc que dans les méthodes de dépliage en 'flexural slip', seul le dépliage de surfaces développables est

pertinent. Des observations de terrain ou en carte à différentes échelles devraient constituer une étape préalable au dépliage pour s'assurer que le mécanisme de déformation naturel une étape préalable au dépliage pour s'assurer que le mécanisme de déformation naturel correspond bien à la méthode numérique utilisée.

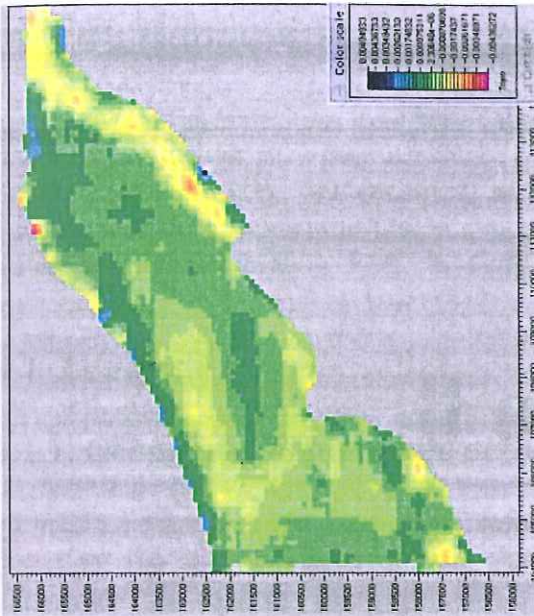
Dans le chapitre suivant nous décrivons brièvement la géologie régionale du cas appliqué qui a été choisi pour une restauration régionale à l'aide du logiciel UNFOLD.

Page suivante : Figure 2.8. Exemple d'une surface non-développable caractérisée par une structure en dôme dans sa partie SW. Pour comparaison, les altitudes contourées en couleur sont figurées en haut à gauche, la courbure maximum k_1 en haut à droite et en bas les valeurs de la variable locale d'ajustage pour deux points d'ancrage différents.

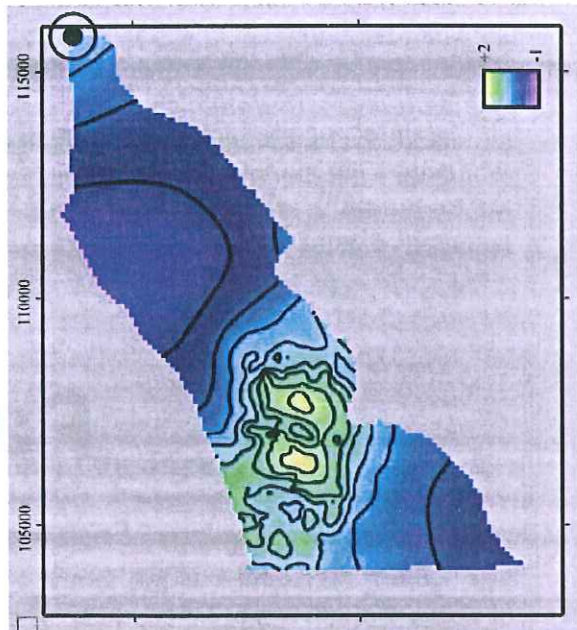
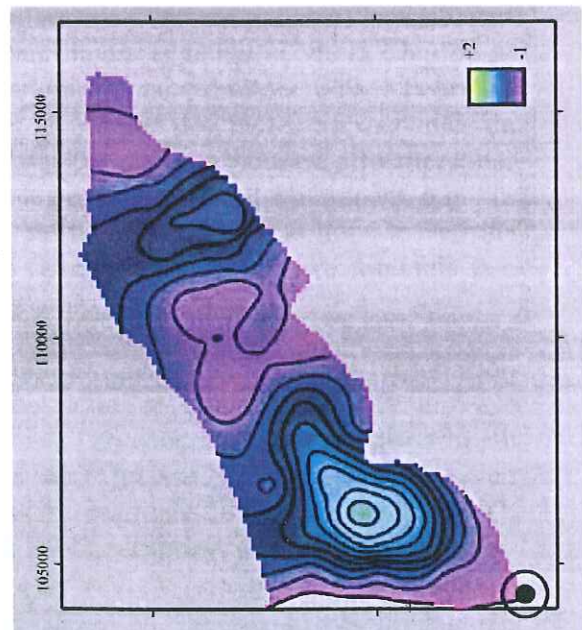
Altitudes



Courbure principale maximum K1



Indice de compatibilité de l'ajustage des éléments rigides dans UNFOLD



Partie II

Construction et rétrodéformation d'un modèle 3D pour le Jura

III. Géologie régionale du cas appliqué :

le Jura franco-suisse

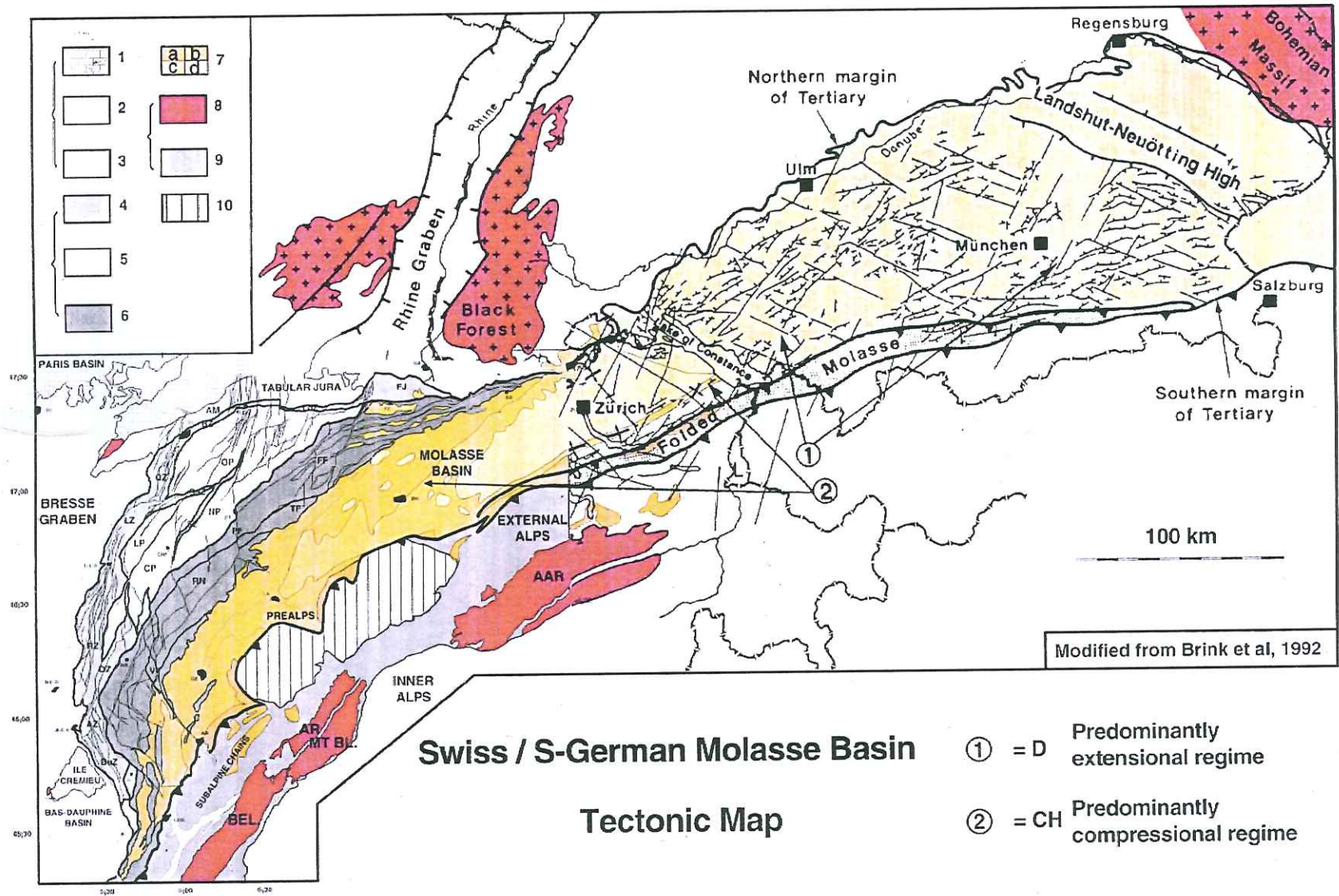
Dans la suite du texte nous présentons dans un premier temps les données sur le niveau de décollement du Jura, puis nous décrivons brièvement les domaines structuraux qui concernent directement le modèle 3D construit, soient le Jura interne, la zone des Plateaux et les Faisceaux du Jura. Nous nous intéressons également à la géométrie du socle sous le Jura ainsi qu'au bassin molassique.

3.1. LE JURA

3.1.1. Géométrie du niveau de décollement basal du Jura

Le Jura est une chaîne d'avant-pays typique située au front des Alpes franco-suisse (figures 3.1, 3.2). Les cinq coupes synthétiques de l'annexe I compilées et complétées à partir des coupes de Chauve et al [1988], Donzeau [1997], Enay [1982] et Philippe [1995] illustrent le style de déformation dans le Jura. Il a été observé depuis longtemps que l'existence du Jura au front des Alpes était déterminée par la présence d'un bassin évaporitique triasique qui a servi de niveau de décollement principal à la couverture sus-jacente [Buxtorf, 1907; Buxtorf, 1916]. Ainsi les deux terminaisons latérales du Jura sont directement liées à la disparition des évaporites :

- vers l'Ouest il est généralement admis que les anticlinaux les plus internes du Jura se raccordent aux chevauchements de la Chartreuse [e.g. Gidon, 1964]. La transition entre le Jura et le Massif de la Chartreuse correspond à la disparition progressive vers le SW des évaporites du Trias. Les limites du bassin évaporitique du Trias sont bien documentées par les forages (fig. 3.5). Vers le SW le niveau de décollement principal passerait latéralement du Keuper au Lias. Le lien entre le Jura interne méridional et le massif de la Chartreuse occidentale est effectué par les 'chaînon jurassiens' (anticlinaux du Ratz, du Mt-Tournier, de Parves, du Chat et du Gros Foug) limités vers le NE par des failles décrochantes de direction NNW (failles du Vuache, de Droisy, de Culoz). Les coupes effectuées par Philippe [1995] dans le Massif de la Chartreuse semblent indiquer que le raccourcissement total est conservé le long de cette transition. Comme nous le verrons dans les résultats de la rétrodéformation du Jura (chapitre 7), on observe toutefois une nette chute du raccourcissement entre ces deux domaines structuraux.
- vers l'est la terminaison latérale du Jura se fait très progressivement. Cette terminaison peut être corrélée avec le développement d'une zone en triangle dans la molasse [Burkhard, 1990] (en carte, fig. 3.1 ('Folded molasse') ; en coupe, fig. 3.3). Cette partie du bassin molassique est appelée 'Molasse Subalpine' ou 'Molasse charriée'. Cette zone en triangle a surtout été décrite en Bavière et en Suisse orientale [Bachmann et al., 1982; Brink et al [1992]; Mueller et al., 1988; Vollmayr, 1992; Vollmayr and Wendt, 1987]. A



Swiss / S-German Molasse Basin

Tectonic Map

- ① = D Predominantly extensional regime
- ② = CH Predominantly compressional regime

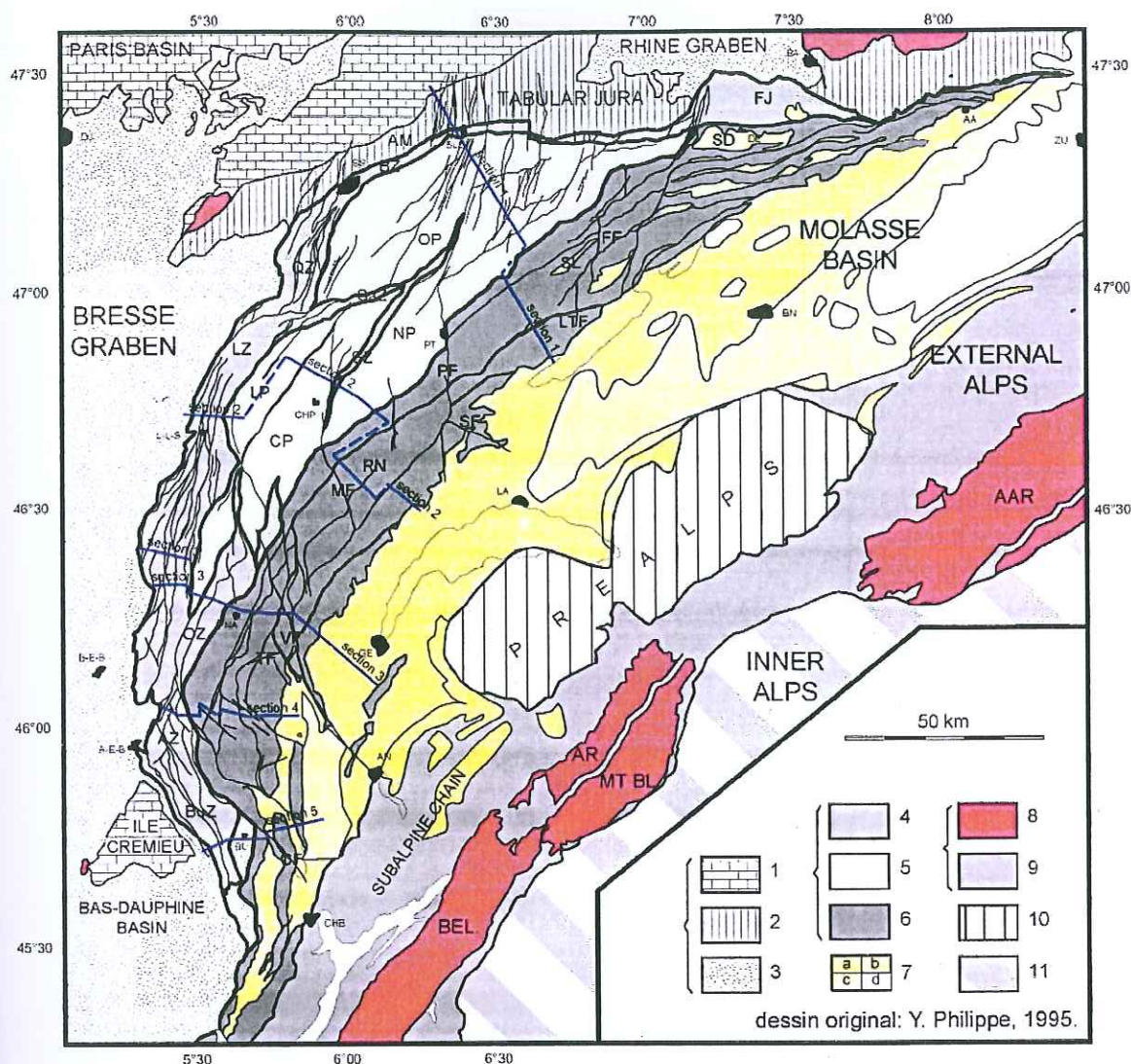
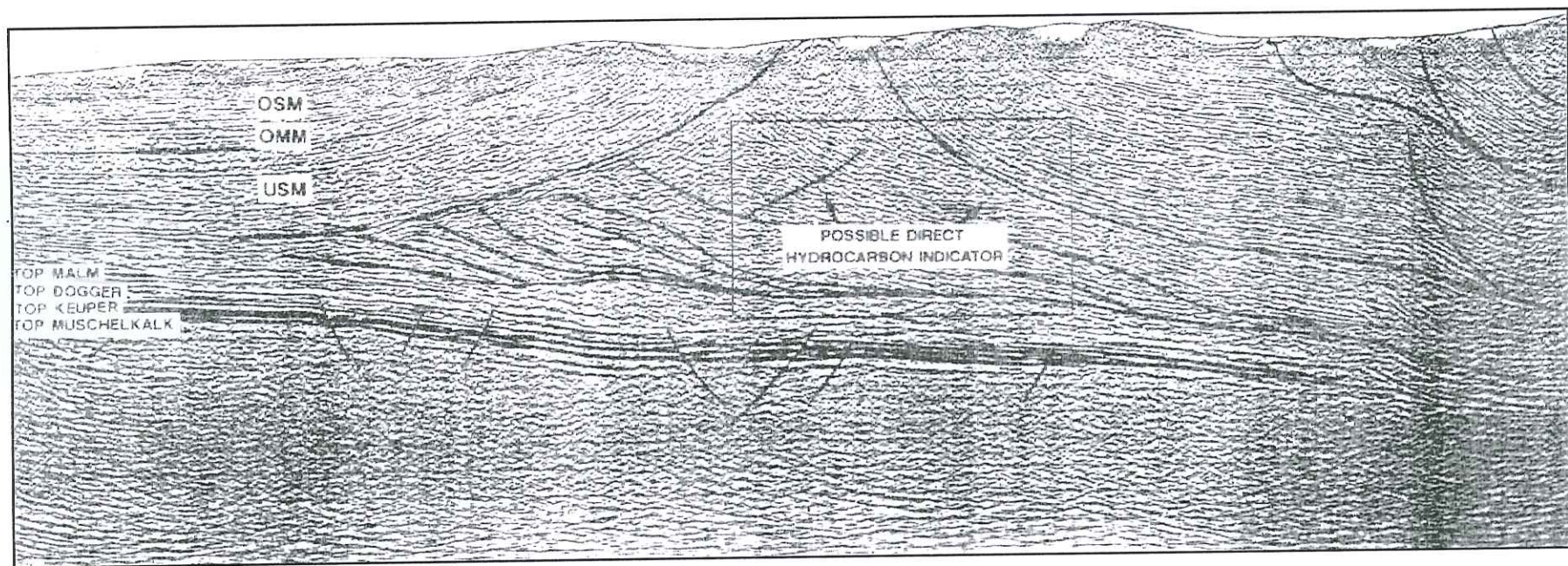


Figure 3.2. Carte tectonique de la région d'étude. Légende: 1-3: domaine stable (1: couverture autochtone mésozoïque de la plateforme de Bourgogne, 2: couverture para-autochtone mésozoïque de la zone des Avants-Monts et du Jura Tabulaire, 3: remplissage tertiaire des grabens du Rhin et de la Bresse). 4-6: chaîne plissée du Jura (4: zone des Faisceaux, 5: Jura tabulaire, 6: Jura interne). 7: dépôts néogènes du bassin molassique (7a: UMM; 7b: USM, 7c: OMM, 7d: OSM), 8-9: domaine subalpin (8: socle paléozoïque (Aar, AR : Aiguilles Rouges, MT BL : Mont Blanc, BEL : Belledonne), 9: couverture mésozoïque). 10: Préalpes suisses. 11: domaine pennique. *Faïlles décrochantes principales*: CF : Culoz, FF: La Ferrière, LTF: La Tourne, MF : Morez, PF: Pontarlier, SF : La Sarraz, TF : Trébillet, VF: Vuache. *Synclinaux du Jura interne* : SD : synclinal de Delémont, SL : synclinal du Locle. *Plateaux du Jura et Jura tabulaire*: AM : zone des Avants-Monts, AP : plateau d'Ajoie, CP : plateau de Champagnole, LP : plateau de Lons, NP : plateau de Nozeroy, OP : plateau d'Ornans. *Zone des Faisceaux du Jura* : AZ : Zone d'Ambérieu, BZ : Zone de Besançon, BuZ : Zone du Bugey, FJ : Jura de Ferrette, LZ : Zone de Lons, LoZ : zone de Lomont, OZ : zone d'Orgelet, QZ : zone de Quingey, SaZ : zone de Salins, SZ : zone de Syam. *Villes* : AA : Aargau, A-E-B: Ambérieu-en-Bugey, AN: Annecy, BA : Basel, BEB : Bourg-en-Bresse, BL : Belley, BN : Berne, BS : Besançon, CHB : Chambéry, DE : Delémont, DJ : Dijon, GE: Genève, LA: Lausanne, L-L-S: Lons-le-Saunier, NA : Nantua, PT : Pontarlier, ZU : Zürich.

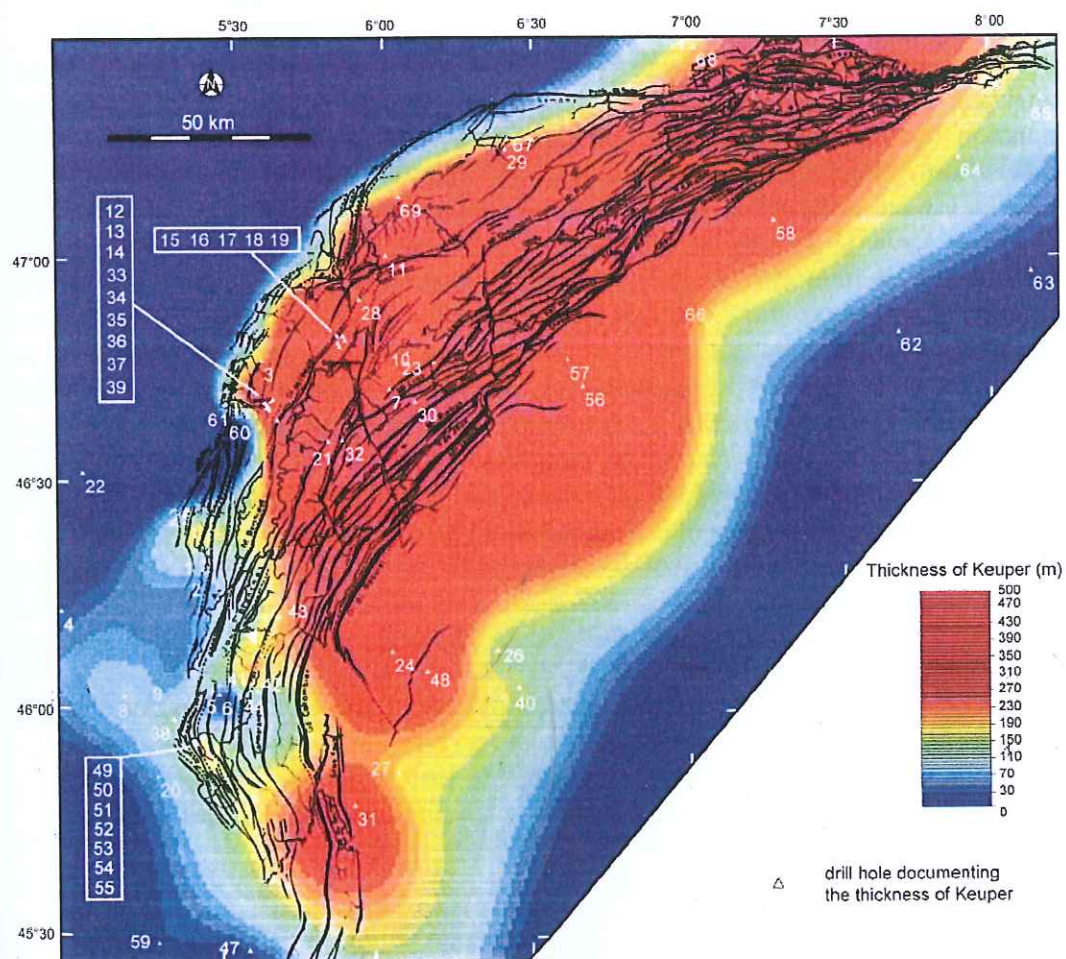
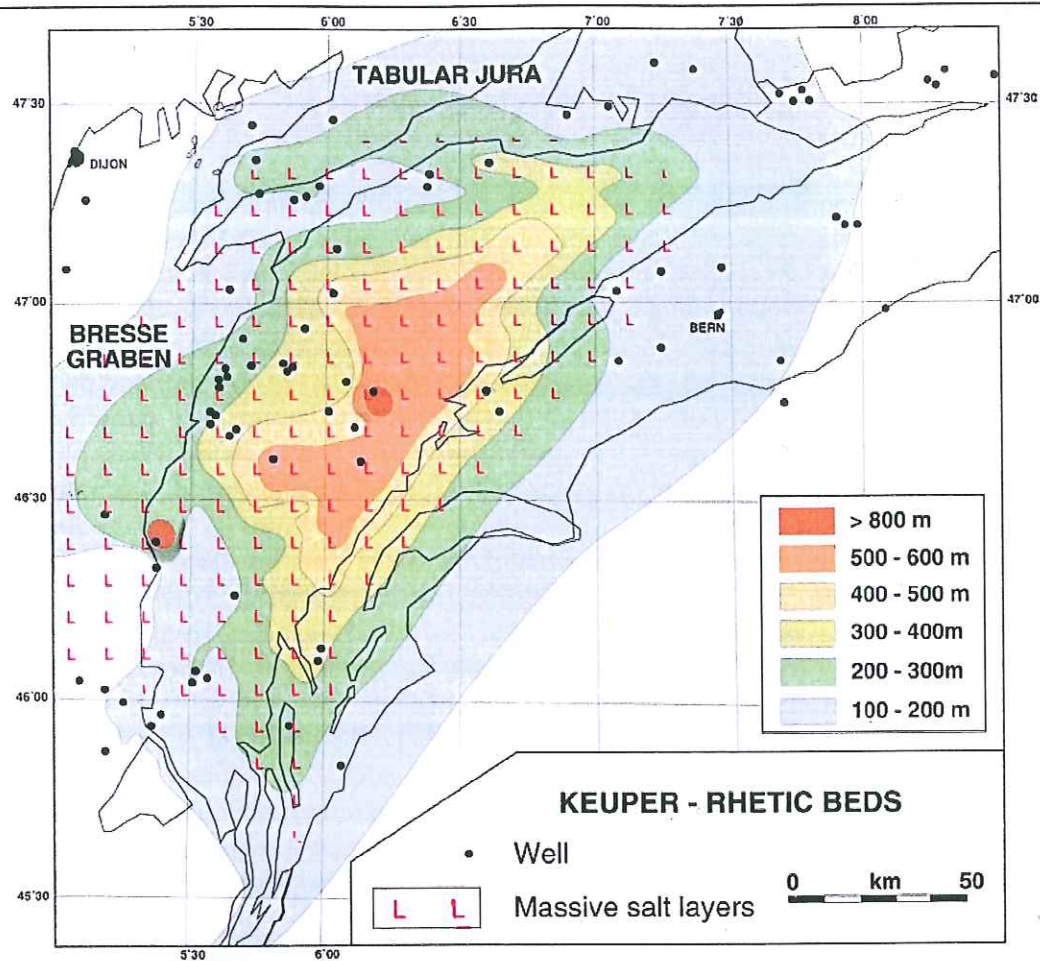


Page précédente : Figure 3.3. Structure en triangle dans le bassin molassique suisse, tiré de Brink et al [1992].
USM : Molasse d'eau douce inférieure, OMM : Molasse marine supérieure, OSM : Molasse d'eau douce supérieure.

l'ouest du lac de Thoune, elle perd considérablement de son importance. Le système apparent de relais entre la terminaison Est du Jura et la Molasse Subalpine est cohérent avec les données de puits qui indiquent que les séries évaporitiques du Trias présentes sous le Jura et le bassin molassique suisse disparaissent en direction du bassin molassique allemand où le Jurassique repose en discordance sur le socle. Dans ce contexte, la terminaison Est du Jura est expliquée par un changement de niveau de décollement depuis le Trias à l'Ouest vers un niveau localisé dans les couches cénozoïques ('Grisigen shales', Trümpy [1980]). Les évaporites du Trias, plus ductiles, permettraient à la déformation, qui resterait uniforme latéralement, d'être transférée plus loin vers l'avant-pays. Il faut noter qu'une zone de relais entre la molasse charriée et le Jura implique que les déformations soient synchrones dans les deux domaines et que le bassin molassique qui sépare les deux domaines ait subi un cisaillement simple dextre avec un plan de cisaillement de direction N-NW. Dans cette hypothèse l'angle de cisaillement serait proportionnel au gradient de déplacement lié à la terminaison orientale du Jura et serait d'une dizaine de degrés (voir chapitre 7.2).

La géométrie du bassin salifère est donc cruciale pour comprendre la répartition des déformations. Dans la suite du texte nous nous intéressons à la distribution du Keuper. L'épaisseur du Muschelkalk joue un rôle moindre dans la zone d'étude mais devient prépondérante dans la partie Est du Jura. La figure 3.4 montre la compilation des données effectuée par Lienhardt [1984] pour le Keuper (Rhétien inclus). Nous avons réactualisé cette figure en intégrant les derniers puits forés dans cette région mais en nous limitant au Jura (figure 3.5). Nous avons également pris en compte des critères structuraux pour réaliser cette carte. Nous avons ainsi retenu une valeur moyenne dans le cas d'épaississements tectoniques prouvés. Les données 'dures' constituées par les forages étant souvent dispersées, une simple interpolation des épaisseurs forées donne une image fautive de la répartition globale des évaporites. Les trois forages concernés par un surépaississement tectonique important et prouvé sont Laveron (Keuper : 882 m), Essertines (634 m) et Treykovagnes (848 m). Dans le cas du forage Laveron, la sismique montre clairement un 'onlap' des réflecteurs attribués au Trias sur un dernier réflecteur très marqué interprété comme le Buntsandstein par Sommaruga [1995] mais que nous préférons attribuer au Lettenkohle (figure 3.5, Sommaruga [1995]). En effet le forage Laveron montre que le surépaississement se fait dans le Keuper, au-dessus du Lettenkohle, et non pas dans le Muschelkalk, au-dessus du Buntsandstein. La figure 3.7 de Sommaruga [1995] montre également la présence d'un coussin évaporitique à la verticale du forage Essertines. En ce qui concerne le forage Treykovagnes, ce puit a été implanté sur une structure anticlinale limitée latéralement par deux failles conjuguées et il ne fait aucun doute que la très forte épaisseur de Keuper rencontrée soit d'origine tectonique. Pour ces trois forages, nous avons donc retenu des valeurs basées sur les lignes sismiques et qui donnent une image de l'épaisseur moyenne de Keuper aux environs du forage. Les valeurs retenues sont 500 m (Essertines et Treykovagnes) et 450 m (Laveron).

En conclusion il apparaît que les forages sont implantés la plupart du temps sur des structures anticlinales ; il nous semble donc nécessaire de corriger au mieux les épaisseurs forées en utilisant qualitativement les données sismiques. Une utilisation quantitative des lignes sismiques nécessite un long travail de conversion temps-profondeur sur des lignes sismiques



Page précédente : En haut : Figure 3.4. Isopaches du Keuper pour le bassin molassique, le Jura et la bordure orientale du graben de la Bresse, tiré de Lienhardt (1984). Les épaisseurs sont déduites des forages. Commentaires: voir texte. En bas : Figure 3.5. Isopaches du Keuper et axes de pli à l'échelle régionale (Heim, 1921). Les forages utilisés pour interpoler les épaisseurs sont représentés par des triangles blancs: 1. Jura101, 2. Jura103, 3. Jura104, 4. Bresse103, 5. Bugey101, 6. Bugey102, 7. Toillon1, 8. Bresse Sud1, 9. Bresse Sud2, 10. Laveron1, 11. Eternoz1, 12. Publy101, 13. Crancot101, 14. Crancot2, 15. Valempoulières1, 16. Valempoulières2, 17. Valempoulières3, 18. Valempoulières101, 19. Valempoulières102, 20. Blyes101, 21. Saugeot1, 22. Ratenelle101, 23. Essertines101, 24. Humilly2, 25. Poisoux1, 26. Faucigny1, 27. Chapéry1, 28. Thesyl, 29. Orsans1, 30. Charmont1, 31. La Tailla1, 32. Bonlieu1, 33. Briod101, 34. Briod102, 35. Briod103, 36. Briod104, 37. Briod105, 38. Cormoz1, 39. Perrigny101, 40. Brizon1, 41. Chaleyriat1, 42. La Chandelière1, 43. Chatillon1D, 44. Chatelblanc1, 45. Saint-Lattier1, 46. Saint-Lattier2, 47. Paladrul, 48. Salève2, 49. Torcieu1, 50. Vaux-en-Bugey-Les Taches, 51. Vaux-en-Bugey1, 52. Vaux-en-Bugey2, 53. Vaux-en-Bugey3, 54. Vaux-en-Bugey4, 55. Vaux-en-Bugey5, 56. Essavilly, 57. Treycovagnes, 58. Hermringen, 59. Bizannes1, 60. Macornay101, 61. Messial, 62. Linden, 63. Entlebuch, 64. Pfaffnau, 65. Shaffisheim, 66. Courtion, 67. Buez, 68. Buix, 69. Montrond-le-Château.

souvent de mauvaise qualité. Le temps ne nous permettant pas d'intégrer les données sismiques dans la figure 3.5, cette carte d'isopaches est donc basée uniquement sur des données de puits.

3.1.2. Les domaines structuraux du Jura

Classiquement on subdivise le Jura en trois domaines: 1) le Jura interne ou Jura plissé, 2) le Jura tabulaire et 3) les Faisceaux du Jura (figure 3.2).

3.1.2.1. Le Jura interne

Le Jura interne, aussi appelé 'Haute Chaîne du Jura' ou 'Jura plissé', est constitué par des plis de rampe avec des flèches de chevauchement pluri-kilométriques. A l'Est du lac de Neuchâtel, les plis évoluent vers une géométrie en genoux ('box folds') et ont été classiquement interprétés comme des plis de détachement ('detachment folds', 'lift-off folds'). Alternativement Bitterli [1990] propose deux phases de déformation pour expliquer la géométrie des plis les plus internes du Jura oriental. On observe également des plis de longueur d'onde beaucoup plus grande dans la partie centrale de l'arc (anticlinaux du Risoux et du Mont Tendre, par exemple) que dans la partie E où les plis sont plus serrés. Cette évolution de la géométrie des plis peut être corrélée avec un changement progressif dans les caractéristiques rhéologiques de la couverture du SW vers le NE (fig. 3.6). On observe effectivement une diminution progressive de l'épaisseur de la couverture impliquée dans les déformations. De plus le rapport couches plastiques/couches compétentes est beaucoup plus élevé au NE qu'au SW dû à la disparition progressive du Malm vers le NE. Cette disparition est bien illustrée par une carte du mur de la discordance tertiaire (fig. 3.7). Cette discordance a été interprétée comme une érosion du 'forebulge' associé à la flexure de la lithosphère européenne sous l'effet de l'empilement des nappes alpines. Une relation entre épaisseur de la couverture impliquée et espacement des chevauchements est donnée par [Philippe, 1995]:

$$L = (\cotg\alpha + \cotg\beta) T + f$$

Avec:

L = distance horizontale entre un chevauchement naissant et le chevauchement précédent 'désactivé'

f = flèche tectonique totale le long du chevauchement précédent

T = épaisseur du modèle

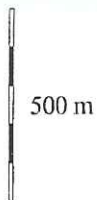
α et β = pendages du rétrochevauchement et du prochevauchement néoformés, respectivement.

La forme arquée du Jura pourrait donc provenir en partie par la variation latérale de l'épaisseur de la couverture sédimentaire impliquée.

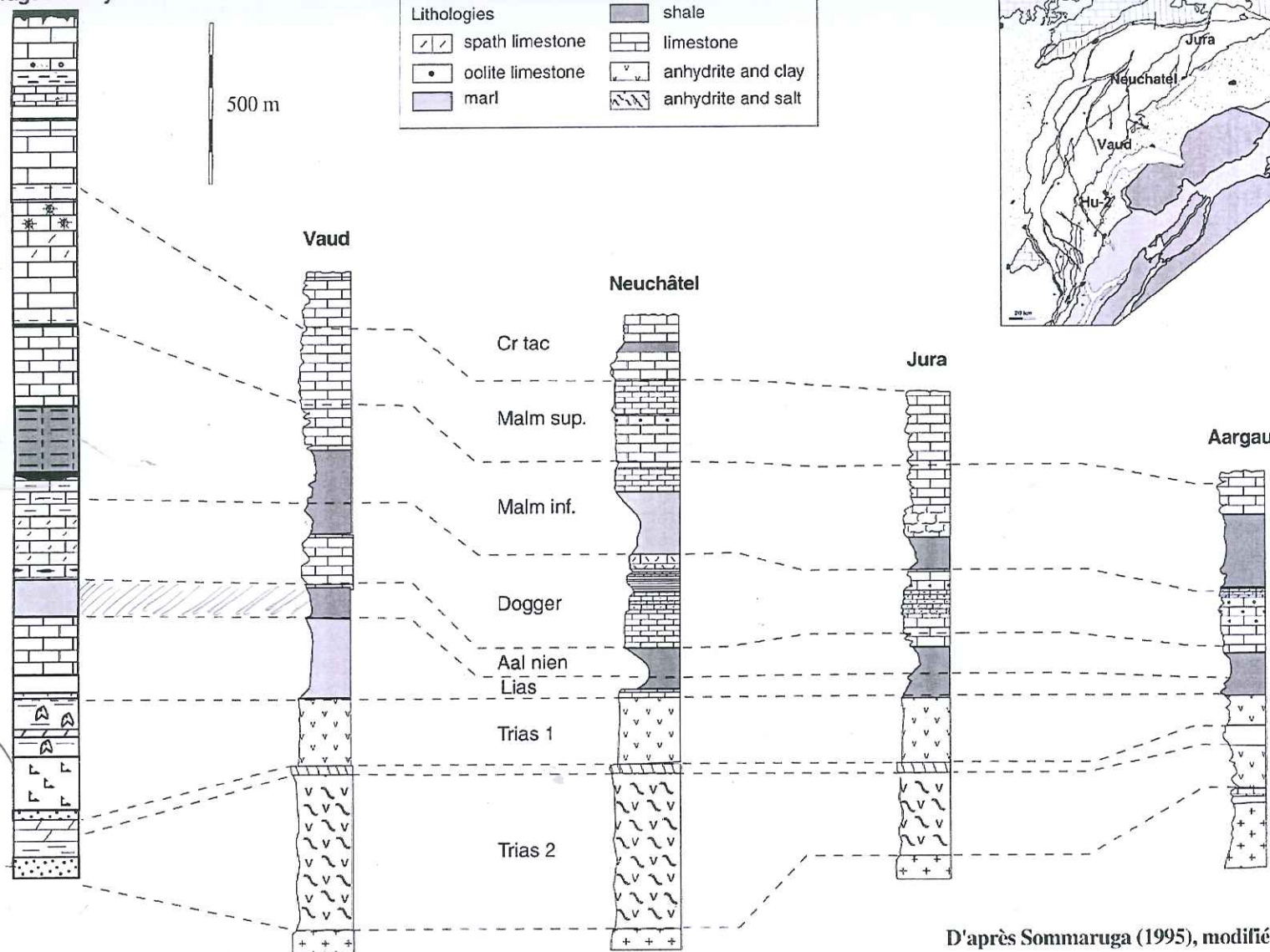
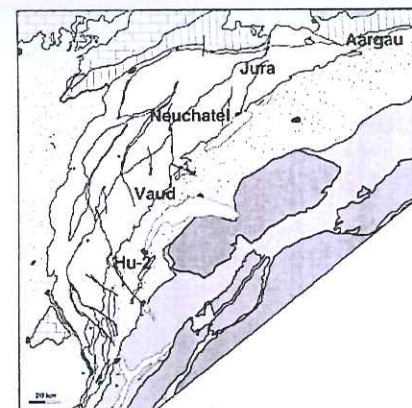
Le Jura interne est recoupé par une famille de failles sénestres dont la direction change avec l'orientation de la chaîne du Jura. D'Ouest en Est, les principaux décrochements sont les failles de Culoz, du Vuache, de Morez, de Pontarlier et le système décrochant la Tourne-La Ferrière (figure 3.2). Depuis la faille du Vuache en allant vers la faille de la Ferrière, on passe progressivement d'une direction NNW à NNE. La famille conjuguée dextre de ces failles existe mais est nettement moins développée (failles de Trébillet, La Sarraz, voir figure 3.2). Deux interprétations ont été données aux failles décrochantes sénestres telles que la faille de Pontarlier. Une interprétation décrit ces décrochements comme des failles héritées oligocènes formées lors de la phase extensive qui a créé les grabens du Rhin et de la Bresse. Aubert [1972] a notamment décrit des remplissages karstiques de molasse oligocène de direction N-S dans la région de Pontarlier. Alternativement (par exemple Laubscher [1972]) ces décrochements sont interprétés comme des failles de déchirement primaires, i.e. des failles contemporaines des chevauchements du Jura. Cette interprétation se base notamment sur l'existence d'un pôle de rotation qui semble relier ces failles (voir chapitre 7, fig. 7.4). Par ailleurs Laubscher [1972] se base sur la différence d'orientation entre les décrochements du Jura plissé et ceux du Jura tabulaire pour distinguer des failles de déchirement primaire dans le premier domaine et des failles oligocènes héritées dans le second domaine. Dans un cas comme dans l'autre les chevauchements et les décrochements sont contemporains. Ceci nous permet de déterminer le rejet de ces failles en rétrodéformant séparément leurs compartiments. De plus un travail de restauration devrait permettre de déterminer si ces failles se prolongent sous le bassin molassique.

Parmi ces décrochements, la faille du Vuache (fig. 3.2) a fait l'objet de nombreuses publications. Des modèles très différents ont été proposés pour expliquer la géométrie actuelle de cette faille. On peut résumer ces modèles sous la forme de deux extrêmes [Charollais et al., 1983]. D'un côté, une comparaison des formations de part et d'autre de la faille a conduit certains auteurs à proposer une histoire complexe qui aurait débuté au Crétacé. Par exemple Blondel et al [1988] donnent un âge miocène inférieur à la structure monoclinale de la montagne du Vuache qui aurait ainsi constitué un relief empêchant le dépôt du Burdigalien vers l'Est. A l'autre extrême, la faille du Vuache est interprétée comme une zone de transfert tardi-miocène à pliocène associée à la formation du Jura. Dans ce cas les rejets proposés sont très variables et la terminaison SE de la faille reste mal expliquée. La chronologie des déformations reste également mal définie et a fait l'objet de plusieurs interprétations. Par exemple, Deville et al [1994] attribuent la répartition du Burdigalien à l'ouest de la faille du Vuache à une sédimentation syntectonique. Selon cette hypothèse la formation des chaînons les plus internes de cette partie du Jura (Montagnes d'Age, de Mandallaz et du Salève (fig. 5.2)) serait antérieure à 15 Ma. Nous reviendrons plus en détail sur la faille du Vuache dans le chapitre 6.2 et sur la chronologie des déformations dans le chapitre 4.

Forage Humilly-2



Lithologies	
	spath limestone
	oolite limestone
	marl
	shale
	limestone
	anhydrite and clay
	anhydrite and salt



D'après Sommaruga (1995), modifié.

Widley and 1981 Ecloge 148
 84 p 265
 1995 Ecloge 148
 84 p 265

Page précédente : Figure 3.6. Variations stratigraphiques latérales dans le Jura interne. Modifié de Sommaruga (1995). L'unité 'Trias 1' correspond au Keuper, le 'Trias 2' au Muschelkalk.

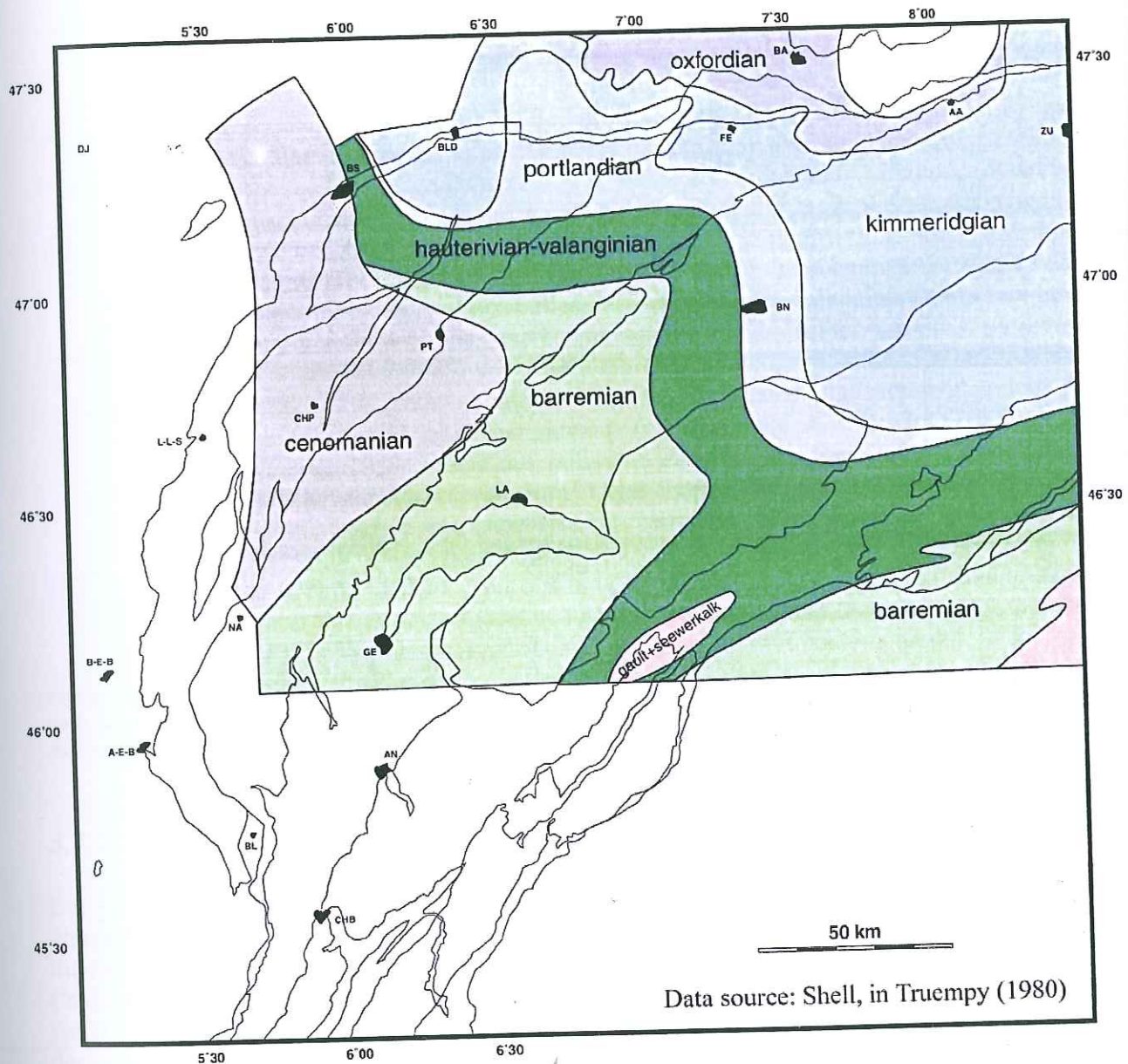


Figure 3.7. Substratum des sédiments cénozoïques dans la partie orientale de la zone d'étude.

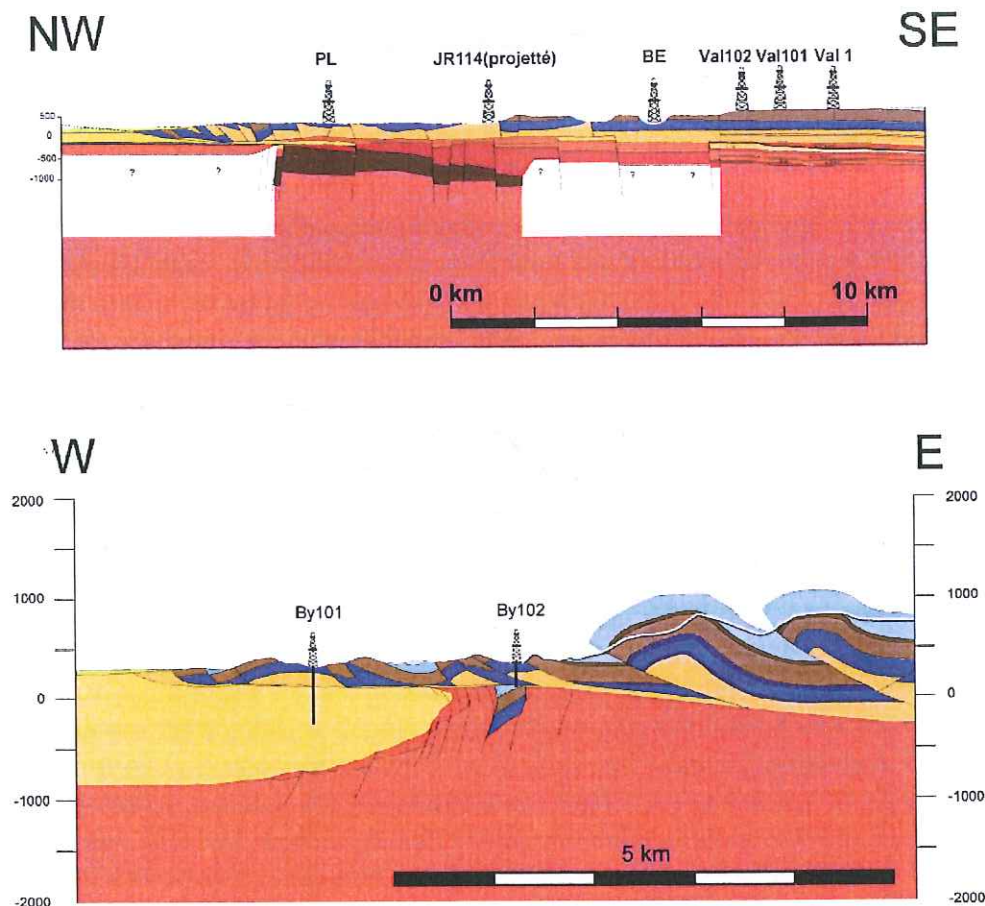


Figure 3.8. Chevauchement du Jura sur le graben de la Bresse. Légendes : voir annexe I. *En haut* : partie frontale de la coupe 2 de l'annexe I. Adapté de Chauve et al [1988]. *En bas* : partie frontale de la coupe 4 de l'annexe I. Adapté de Enay [1982]. Les coupes 2 et 4 de l'annexe I sont localisées sur la figure 3.2.

3.1.2.2. Les Plateaux du Jura

Les plateaux du Jura (figure 3.2) sont des zones tectoniquement peu perturbées qui peuvent être affectées par des plis de grande longueur d'onde et de faible amplitude. Comme l'a montré Sommaruga [1995] ces plis sont associés à des coussins d'évaporites dans le Keuper ('salt anticlines', 'salt welts', [Harrison and Bally, 1988]). Bien qu'ils soient très peu affectés par les déformations, il est généralement admis que les plateaux du Jura sont allochtones pour des raisons de compatibilité des déformations. Les données sismiques et de forage indiquent en effet que le Jura chevauche le graben de Bresse sur une distance de plusieurs kilomètres au niveau de Lons-le-Saunier ([Chauve et al., 1988], fig. 3.8). Le transport rigide des plateaux du Jura semble confirmé par la corrélation des forages dans la région de Valempoulières ([Philippe, 1995], fig. 3.9). D'après cette corrélation, une rampe très peu inclinée dans le Muschelkalk supérieur serait à l'origine du redoublement des dolomies du Lettenkohle au niveau du forage de Valempoulières. Philippe [1995] propose l'existence d'un 'short cut' de

la partie sommitale d'un horst pour expliquer la transition du niveau de décollement régional qui se fait dans le Keuper vers un décollement dans le Muschelkalk.

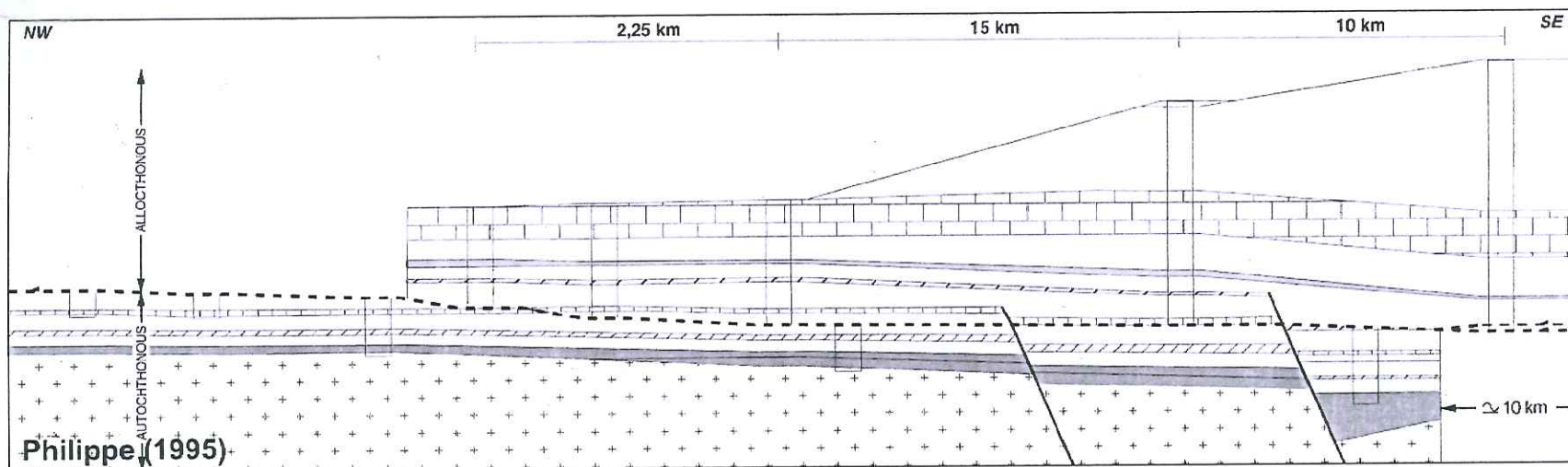
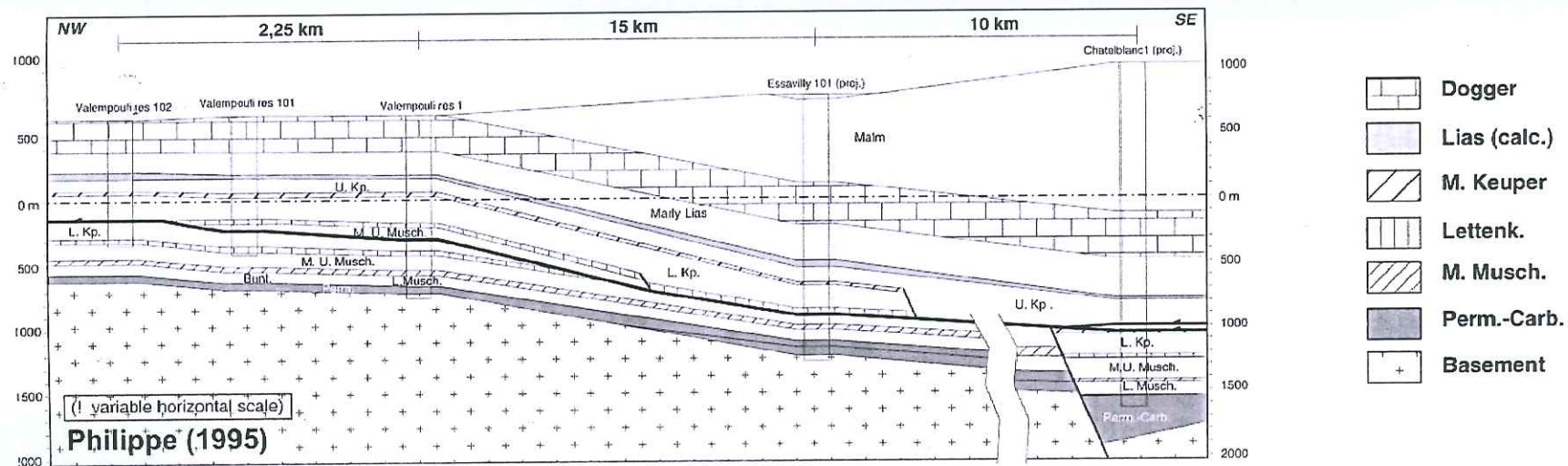
3.1.2.3. Les Faisceaux

Les Faisceaux sont d'étroites bandes de couverture hautement déformée au front du Jura et à l'intérieur des Plateaux. Dans la suite du texte nous appellerons 'Faisceaux externes' les zones de chevauchements imbriqués situés au front des Plateaux ou au front du Jura interne dans la partie sud où les plateaux sont absents ; nous appellerons 'Faisceaux internes' les zones parfois transpressives qui séparent les Plateaux du Jura et que Glangeaud [1949] avait nommé 'pincées'. Les Faisceaux externes ont été fortement affectés par les déformations extensives et transtensives liées au système des grabens de Bresse et du Rhin à l'Oligocène. Les failles normales oligocènes ont été reprises en régime compressif lors des déformations miopliocènes du Jura. Étonnamment, il existe peu d'exemples de ces failles dans la littérature [e.g. Michel et al., 1953]. Ceci provient de la difficulté de reconnaître ces failles sur le terrain à cause de la superposition des structures compressives et des mauvaises conditions d'affleurement. Le faible espacement des chevauchements dans la zone des Faisceaux externes est probablement dû à l'épaisseur très réduite de la couverture dans la partie externe du Jura. Au Néogène, une longue période d'émersion des zones externes du Jura, enregistrée en particulier par de nombreux dépôts conglomératiques attribués à l'Oligocène [Demarcq et al., 1984], a provoqué une érosion importante de la couverture mésozoïque. Cette érosion se traduit notamment par des dépôts latéritiques attribués à l'Eocène et observés dans des paléokarsts qui affectent la partie supérieure des calcaires mésozoïques du Jura. La géométrie des chevauchements très imbriqués des Faisceaux du Jura peut également s'expliquer par la préstructuration extensive oligocène qui a probablement localisé les chevauchements.

3.2. LE BASSIN MOLASSIQUE

La dynamique du bassin molassique est directement liée à l'existence du bassin évaporitique triasique sous le Jura et le bassin molassique suisse (fig. 3.5). Dans cette partie de l'avant-pays européen le bassin molassique a été transporté passivement, 'piggy-back', au-dessus du niveau de décollement évaporitique lors de la formation du Jura (coupe 4, annexe I). En Suisse orientale, le Trias transgresse progressivement sur le socle pour disparaître complètement en Bavière. Dans cette partie, le front de déformation est constitué par une structure en triangle importante [Bachmann et al., 1982; Mueller et al., 1988; Vollmayr, 1992; Vollmayr and Wendt, 1987].

Dans la partie du bassin molassique et du Jura, la sédimentation cénozoïque succède à un long intervalle d'émersion. La discordance associée est représentée sur la figure 3.7. Cette discordance donne généralement un très bon réflecteur sur les lignes sismiques [Gorin et al., 1993]. Au-dessus de cette discordance un important prisme de dépôts silicoclastiques composé de sédiments marins, fluviaux et lacustres a été déposé. La nomenclature



Page précédente : Figure 3.9. Corrélations de forages dans la région des Plateaux du Jura, d'après Philippe [1995].

traditionnelle qui décrit la stratigraphie de la Molasse repose sur une division lithostratigraphique en quatre groupes [Berger, 1992; Homewood et al., 1986; Keller, 1990]: la molasse marine inférieure (UMM, Priabonien-Rupélien), la molasse d'eau douce inférieure (USM, Chattien-Aquitainien), la molasse marine supérieure (OMM, Burdigalien) et la molasse d'eau douce supérieure (OSM, Langhien-Serravalien-discordance). Le transport passif du bassin molassique dans sa partie occidentale est attesté par la présence de sédiments successivement plus jeunes en direction NE (figure 3.2).

3.3. LE SOCLE SOUS LE JURA ET LE BASSIN MOLASSIQUE

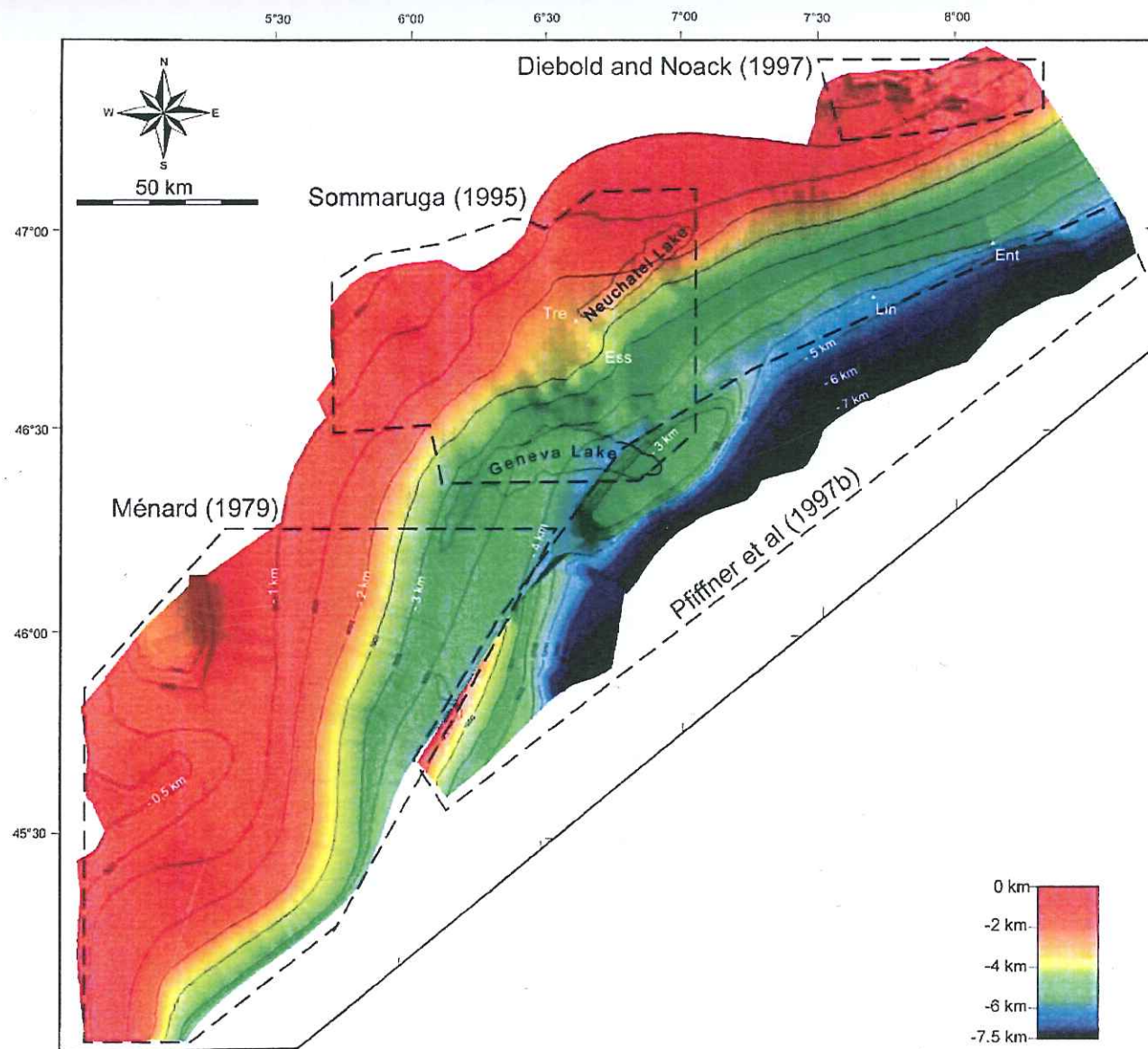
Le toit du socle et de sa couverture autochtone (permo-carbonifère et Buntsandstein) utilisé pour réaliser les coupes géologiques a été construit à partir des données de Diebold and Noack [1997] pour la partie NE, Sommaruga [1995] pour la partie centrale et Ménard [1979] et Colletta [2002] pour la partie SW. Les données de Ménard [1979] sont contraintes par des forages, les données de Colletta [2002] et de Sommaruga [1995] par des forages et des lignes sismiques et celles de Diebold and Noack [1997] intègrent les résultats de coupes équilibrées dans la partie ouest et des lignes sismiques dans la partie Est. En ce qui concerne les données de Sommaruga [1995] nous avons retenu l'interpolation réalisée numériquement plutôt que le tracé à la main de l'auteur. Nous avons rajouté les données de puits des forages Entlebuch [Vollmayr and Wendt, 1987] et Linden [Vollmayr, 1983] pour contraindre le toit du socle dans la partie SE du modèle (pour une compilation des forages profonds réalisés en Suisse, voir Lahusen und Wyss [1995] et Schegg and Leu [1998]).

La figure 3.10 montre le socle de l'avant-pays européen sous le bassin molassique et le Jura. Cette figure ne représente pas les données de Colletta [2002] qui ne sont pas dans le domaine public. Pour cette raison nous avons uniquement figuré les données de Ménard [1979] pour la partie SW. Nous avons également utilisé les isohypses proposées par Pfiffner et al [1997b] pour compléter la partie frontale des massifs cristallins externes (bord SE de la surface de la figure 3.10). Ces auteurs ont notamment utilisé les lignes sismiques W8, W9 et W10 du projet PNR 20 d'une part, et le profil ECORS du côté français d'autre part, pour contraindre le toit du socle. La figure 3.10 a été réalisée en réutilisant les interprétations des quatre auteurs cités, publiées sous la forme de cartes d'isohypses. Pour une meilleure lisibilité nous n'avons pas reporté les données sources (lignes sismiques, forages), sauf dans le cas des forages Entlebuch et Linden qui ont été rajoutés aux interprétations citées plus haut. Nous avons également reporté les forages Treykovagnes et Essertines qui sont cités plus bas dans le texte. Le lecteur trouvera plus d'information sur la répartition des données brutes dans les travaux mentionnés.

Sur la figure 3.10 les lacs de Neuchâtel, Genève et Annecy donnent une localisation géographique. Cette figure donne l'image d'un socle de faible pendage ($< 3^\circ$) qui s'enfonce progressivement en direction des Alpes. Du NE vers le SW la direction du socle change progressivement en même temps que la direction de l'arc du Jura. On notera toutefois une obliquité d'environ 30° entre la direction du socle et les plis de la couverture au niveau de la zone des forages de Treykovagne et Essertines. Cette différence avait été mise en évidence par Sommaruga [1995]. Cette zone marque un changement important dans la direction du toit du socle qui passe de WSW au nord à SSW vers le sud. Plus vers le SE la carte structurale de

Sommaruga [1995] montre une remontée de l'interface socle couverture. Cet auteur attribue des réflecteurs pentés vers le NW à la partie frontale d'une structure de socle (ligne 43, Planche 5 de Sommaruga [1995]). Pfiffner et al [1997b] ont repris ces données et les représentent sous la forme d'une structure anticlinale de faible amplitude (environ 1 km) en comparaison des massifs cristallins externes voisins (10-11 km) qui ne sont pas représentés sur la figure 3.10. Toutefois il faut remarquer qu'il n'existe pas de données qui documentent cette structure au SE de la ligne 43. Par ailleurs, comme le souligne Sommaruga [1995], cette structure a été déduite de réflecteurs situés à l'extrémité d'une ligne non-migrée et oblique par rapport aux déformations locales. Des données supplémentaires semblent donc nécessaires pour confirmer cette structure.

Page suivante : Figure 3.10. Structure du toit du Buntsandstein sous le Jura et le bassin molassique, d'après une compilation des cartes d'isohypses de Diebold and Noack [1997], Ménard [1979], Pfiffner et al [1997b] et Sommaruga [1995]. Les altitudes sont en kilomètres au-dessous du niveau de la mer. Forages (triangles blancs) : Ent (Entlebuch), Ess (Essertines), Lin (Linden), Tre (Treykovagne).



IV. Chronologie des déformations dans le Jura

Les sédiments les plus récents affectés par la déformation à l'intérieur du domaine de déformation du Jura appartiennent à la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) et sont conservés dans les synclinaux du Locle et de Delémont (Bois de Raube) (localisation : voir fig. 4.1). Comme le souligne Becker [2000] le synclinal de Delémont se trouve dans une position externe et n'est donc pas forcément représentatif de la chronologie des déformations dans la partie interne du Jura. Sur la base de leur contenu en faune de mammifères les dépôts de l'OSM de ces deux synclinaux ont été attribués aux « European Mammal Zones » MN5 à MN8 qui indiquent un âge minimum de 12.4 Ma avec une incertitude de ± 0.5 Ma [Berger, 1992; Bolliger, 1997; Kälén et al., 1992; Kälén, 1997; Steininger et al., 1996]. L'absence d'indicateurs de sédimentation syntectonique indiquerait que la formation du Jura est postérieure à cet âge. Cet âge ne correspond toutefois pas à une limite supérieure pour la formation du Jura car le sommet de l'OSM est marqué, dans le Jura et notamment le bassin de Delémont, par une discordance recouverte par des sables et conglomérats ("Vogesenschüttung", "Juranagelfluh", grès à Hipparion et Dinotherium) datés de la zone MN9 (environ -11Ma) [Kälén, 1993]. A l'opposé, l'absence d'indicateurs syntectoniques doit être prise avec prudence si on considère la qualité des affleurements. La nature syntectonique de l'OSM pourrait être documentée par des brèches calcaires dans l'OSM du Locle. Favre [1911] et Favre et al [1937] décrivent en effet des brèches calcaires anguleuses qui passent latéralement à des marnes. Cet affleurement localisé sous les craies lacustres de l'Oehningien pourrait constituer une brèche de pente et pourrait donc être une preuve de l'existence d'un relief à cette époque. Alternativement Burkhard [1990] suggère un lien avec des blocs basculés qui auraient affecté l'extrados du "forebulge" européen à cette époque ou avec les déformations de la zone transformante reliant les grabens de Bresse et du Rhin [Lacombe et al., 1993]. Dans bassin de Delémont (fig. 4.1), Liniger [1967] décrit le même type de discordance que Favre pour le synclinal du Locle. Plus vers l'ouest, dans la vallée de Joux (fig. 4.1), Aubert [1958] décrit une brèche calcaire anguleuse qu'il attribue à l'Oligocène et qu'il nomme gompholite. Cette gompholite scelle des couches fortement inclinées du Jurassique ainsi qu'une faille d'orientation E-W. Aubert considérerait cet affleurement comme une preuve de la formation du Jura dès l'Oligocène. En résumé les âges proposés pour la formation des chevauchements du Jura interne à l'est de la faille du Vuache vont de -12 Ma si on considère que la déformation s'est propagée rapidement vers les zones externes, à l'Oligocène si on retient les datations d'Aubert [1958].

Des considérations sur la chronologie relative des déformations dans le domaine helvétique [Burkhard, 1988; Pfiffner, 1986] semblent indiquer que les déformations se sont propagées vers le NNW depuis l'Helvétique Sud à l'Eocène supérieur pour atteindre le bassin molassique à l'Oligocène moyen (figure 4.2a). L'âge de la déformation de la Molasse Subalpine n'est pas déterminé de façon certaine. Les sédiments les plus jeunes affectés par les chevauchements de la Molasse Subalpine sont d'âge Miocène inférieur mais la partie la plus interne ne dépasse pas l'Oligocène supérieur. Si on considère la compatibilité des déformations à l'échelle régionale, l'âge des chevauchements de la Molasse Subalpine pourrait apporter une contrainte sur l'âge de la formation du Jura. A l'échelle de la chaîne alpine on observe en effet que la disparition du Jura vers l'E peut être corrélée avec le développement d'une zone en triangle dans la molasse [Burkhard, 1990] (voir figures 3.1 et 3.3 du chapitre 3). Cette zone en triangle a surtout été décrite en Bavière et en Suisse orientale

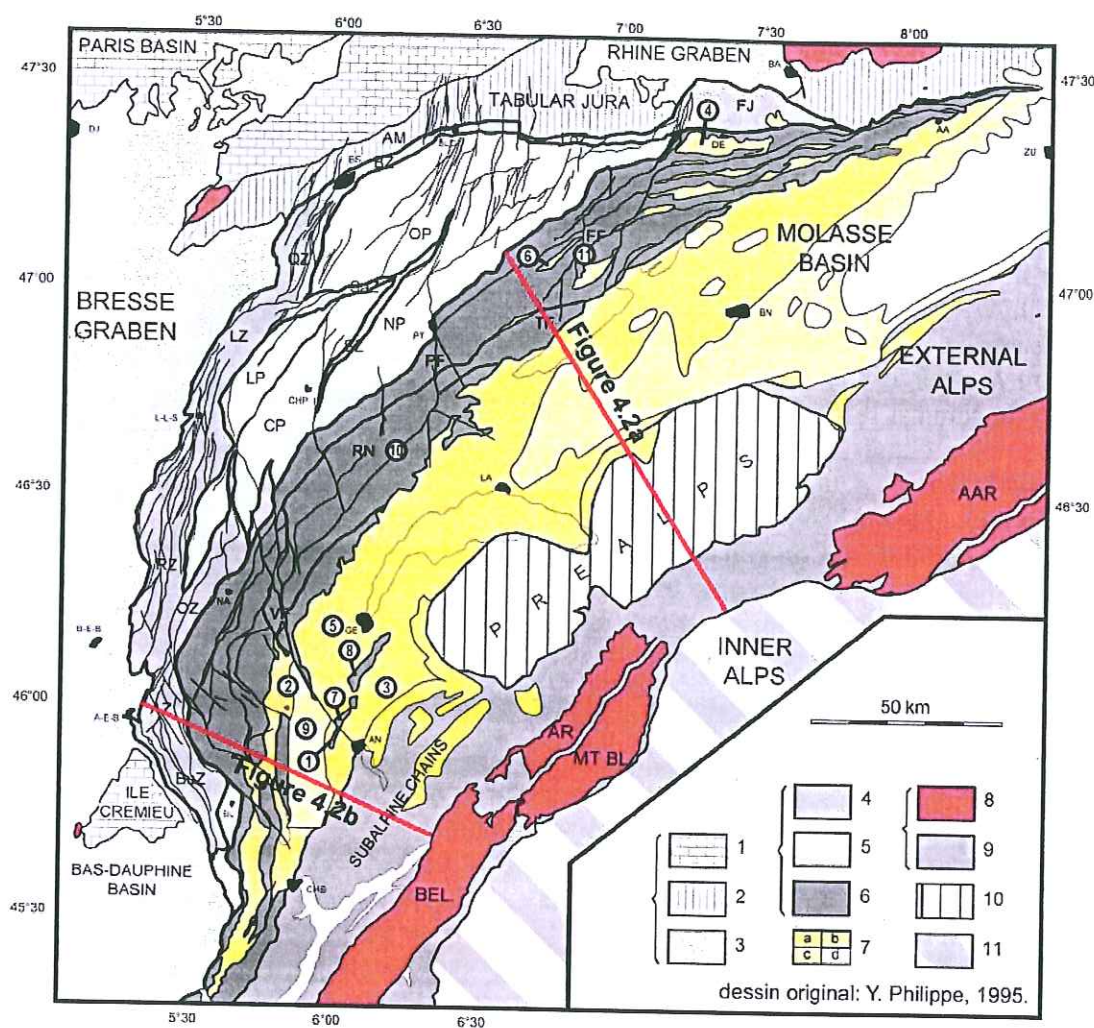


Figure 4.1. Localisation des principaux noms de lieux cités dans le texte. 1. Montagne d'Age, 2. Bassin de Bellegarde, 3. Plateau des Borne, 4. Synclinal de Delémont, 5. Bassin de Genève, 6. Synclinal du Locle, 7. Anticlinal de Mandallaz, 8. Montagne du Salève, 9. Bassin de Rumilly, 10. Vallée de Joux, 11. Vue des Alpes. La légende de la carte est la même que sur la figure 3.2. Les deux profils utilisés par Burkhard and Sommaruga [1998] et Beck et al [1998] pour établir une chronologie de la propagation des déformations (fig. 4.2) sont également représentés.

[Bachmann et al., 1982 ; Brink et al., 1992 ; Mueller et al., 1988 ; Vollmayr, 1992 ; Vollmayr and Wendt, 1987]. A l'ouest du lac de Thoune, elle perd considérablement de son importance. Le système apparent de relais entre la terminaison Est du Jura et la Molasse Subalpine est cohérent avec les données de puits qui indiquent que les séries évaporitiques du Trias présentes sous le Jura et le bassin molassique suisse disparaissent en direction du bassin molassique allemand où le Jurassique repose en discordance sur le socle. Dans ce contexte la terminaison Est du Jura est expliquée par un changement de niveau de décollement depuis le Trias à l'Ouest vers un niveau localisé dans les couches cénozoïques ('Grisigen shales', Trümpy [1980]). Les évaporites du Trias, plus ductiles, auraient permis à la déformation, qui reste uniforme latéralement, d'être transférée plus loin vers l'avant-pays. Comme le souligne Burkhard [1990] ce modèle implique que le raccourcissement soit synchrone dans le Jura et la Molasse Subalpine. Dans ce cas, une déformation du Jura à -12 Ma est incompatible avec une déformation de la Molasse Subalpine estimée à 20-25 Ma. Il est intéressant de noter que la chronologie des déformations adoptée par Burkhard and Sommaruga [1998] prévoit une interruption de la progression des déformations entre -22 et -12 Ma (fig. 4.2a).

Comme nous l'avons vu plus haut, la limite inférieure de -12 Ma repose sur l'âge des dépôts anté-tectoniques observés dans des synclinaux du Jura externe (Locle, Delémont). Dans le Jura interne les travaux de Deville et al [1994] ont montré que la formation des chaînons les plus internes du Jura (Montagnes d'Age, de Mandallaz et du Salève, fig. 4.1) serait antérieure à 15 Ma. Pour Wildi et Huggenberger [1993] la déformation atteint le plateau des Bornes et le bassin genevois (fig. 4.1) à un âge similaire, soit le Burdigalien tardif. En effet la transgression de l'OMM aurait atteint les bassins de Rumilly et de Bellegarde (fig. 4.1) au Burdigalien tardif [Guillaume et al., 1972; Pharissat and Rangheard, 1986; Rigassi, 1957]. Wildi et Huggenberger [1993] interprètent l'absence d'OMM dans le bassin genevois et le plateau des Bornes comme le début de l'inversion tectonique de ces domaines. Ces auteurs avancent également la présence de discordances angulaires fortes dans l'OMM des gorges du Fier (fig. 8.1) et l'existence de discordances à la base de l'OMM des synclinaux du Jura [Pharissat and Rangheard, 1986]. Selon ces données et si on considère l'incertitude qui existe sur la formation des chevauchements du Jura interne à l'Est de la faille du Vuache, il nous semble raisonnable de retenir un âge de -15 Ma pour la formation des plis les plus internes du Jura. Cet âge est en accord avec la chronologie des déformations établie par Beck et al [1998] (fig. 4.2b). On retiendra donc le schéma d'un front de déformation qui s'est propagé progressivement dans la partie interne du Jura il y a 15 Ma pour atteindre la bordure orientale du graben de la Bresse à la fin du Miocène supérieur.

En ce qui concerne la limite supérieure de l'âge des déformations jurassiennes, les marnes 'vallésiennes' qui sont les sédiments les plus jeunes chevauchés par le front du Jura dans la dépression de la Bresse, appartiennent aux 'European Mammal Zones' MN9 et MN10 [Demarcq et al., 1984] qui correspondent à un âge d'environ -9 Ma [Berger, 1992; Demarcq et al., 1984]. Sur la bordure orientale de la Bresse, les marnes vallésiennes sont affectées par le chevauchement frontal du Jura et forment une zone de bourrage [Demarcq et al., 1984] (fig. 4.3). Les sédiments déposés au-dessus du Vallésien sont d'âge Pliocène inférieur et ne sont pas affectés par la déformation. Entre le Vallésien et le Pliocène inférieur une lacune a été mise en évidence par les études palynologiques de Jan Duchêne [1974]. Les sédiments pliocènes qui ne montrent pas de déformation sont des alluvions du Rhône et d'un système fluvial disparu qui reliait le Doubs et l'Aar, respectivement les « Alluvions jaunes » situées dans la partie sud de la dépression de la Bresse [Demarcq et al., 1984] et les alluvions de Desnes-Forêt de Chaux dans la partie nord de la dépression de la Bresse [Petit et al., 1996].

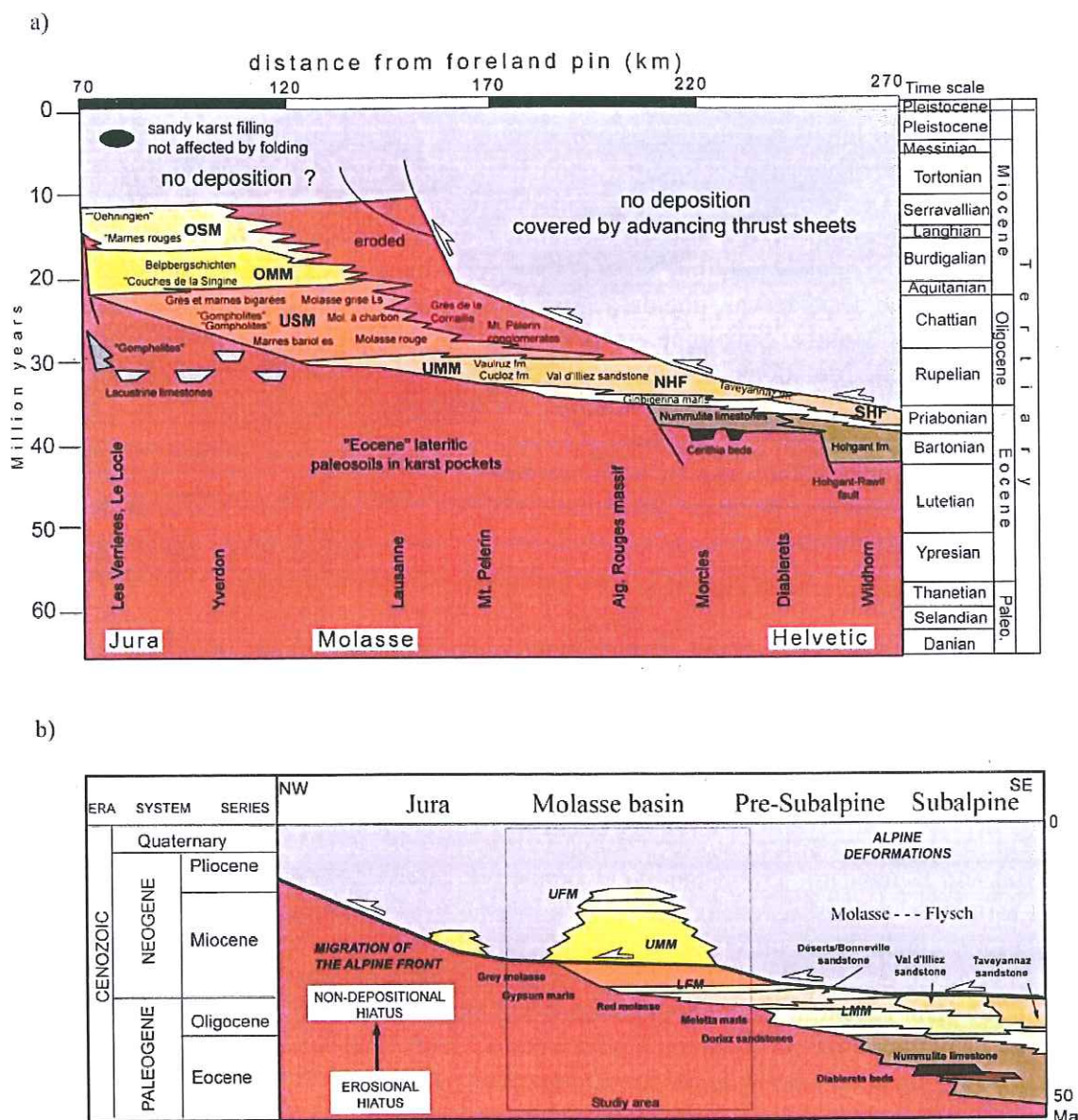


Figure 4.2. a) Chronologie des déformations de l'avant-pays européen en Suisse occidentale, d'après Burkhard and Sommaruga [1998]. b) Chronologie des déformations de l'avant-pays européen dans le Jura méridional et les Alpes du NW, d'après Beck et al [1998].

Tous ces dépôts ont un âge proche et ne sont pas affectés par les déformations jurassiennes. Le dépôt des alluvions de la Forêt de Chaux ont été datés à -3.3 Ma par Petit et al. [1996]. En conclusion, entre le dépôt des marnes vallésiennes (-9 Ma) et celui des alluvions post-tectoniques (-3.3 Ma), une incertitude de 5.7 Ma existe sur la limite supérieure des déformations au front du Jura.

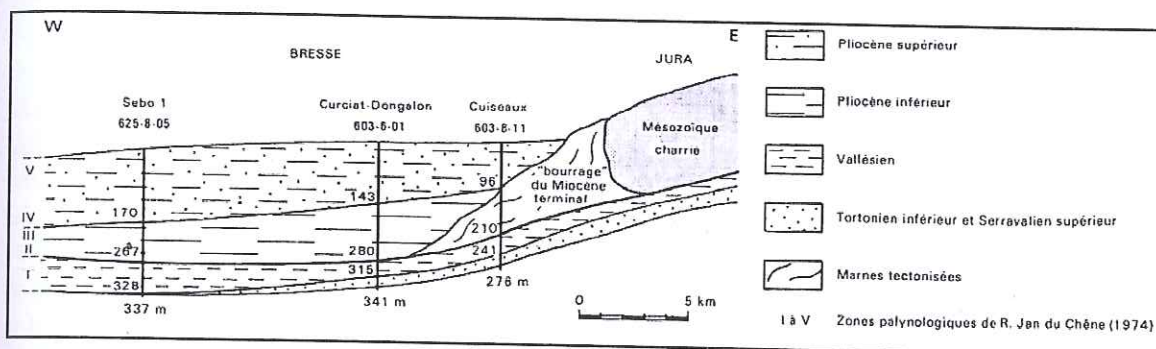


Figure 4.3. Données de trois forages documentant le chevauchement du Jura sur la Bresse, tiré de Demarq et al [1984].

Finalement, une contrainte supplémentaire provient d'un remplissage karstique observé dans la galerie de reconnaissance du tunnel de la Vue des Alpes (fig. 4.1), dans le Jura interne suisse, et qui forme une forte discontinuité angulaire avec les couches plissées du Jura. Dans un premier temps attribué au Ruscinien supérieur par Bolliger et al. [1993], l'âge de ce remplissage a par la suite été revu par Steininger et al. [1996] qui lui attribuent un âge de -4.2 à -3.4 Ma. Selon cette observation aucun mouvement important n'aurait affecté le Jura interne après cette date.

En conclusion les données stratigraphiques indiquent que les déformations impliquant la couverture jurassienne ont débuté à la fin du Miocène supérieur et ont atteint la bordure orientale de la Bresse au début du Pliocène. Comme nous l'avons vu il reste toutefois une incertitude sur l'âge des déformations les plus récentes qui ont formé le Jura. L'incertitude sur la fin de l'épisode principal des déformations jurassiennes est de 5.7 Ma (de -9 à -3.3 Ma). Comme nous le verrons dans le chapitre IX, cette incertitude ne permet pas de déterminer un modèle cinématique des Alpes Externes sur des critères chronologiques uniquement.

Dans le prochain chapitre, nous décrivons brièvement les étapes de la construction du modèle 3D du Jura.

V. Construction du bloc 3D

5.1. LIMITES GEOGRAPHIQUES ET HORIZONS MODELISES.

Le bloc 3D a été construit pour une partie du Jura Interne située entre la montagne du Chasseral à l'est (fig. 7.2) et la terminaison méridionale du Jura (figure 5.1). Le modèle de l'arc a été limité vers l'est pour des raisons de temps d'une part et d'autre part parce que deux phases de déformation ont été décrites à l'est de cette limite [Bitterli, 1990]. Le cas de déformations polyphasées complique considérablement un travail de restauration. La zone des Faisceaux du Jura (voir chapitre 3) n'a pas été construite entièrement pour des raisons de temps et parce que les séries supérieures au Lias ont en grande partie été érodées à l'est de Lons-le-Saunier. Dans ces conditions, il devient très difficile de reconnaître les structures. Comme nous le verrons dans le chapitre 7, le raccourcissement associé à cette zone a néanmoins été pris en compte dans la restauration. Finalement, la zone des Plateaux du Jura a été représentée par des surfaces horizontales avec une altitude proche de l'altitude moyenne des Plateaux.

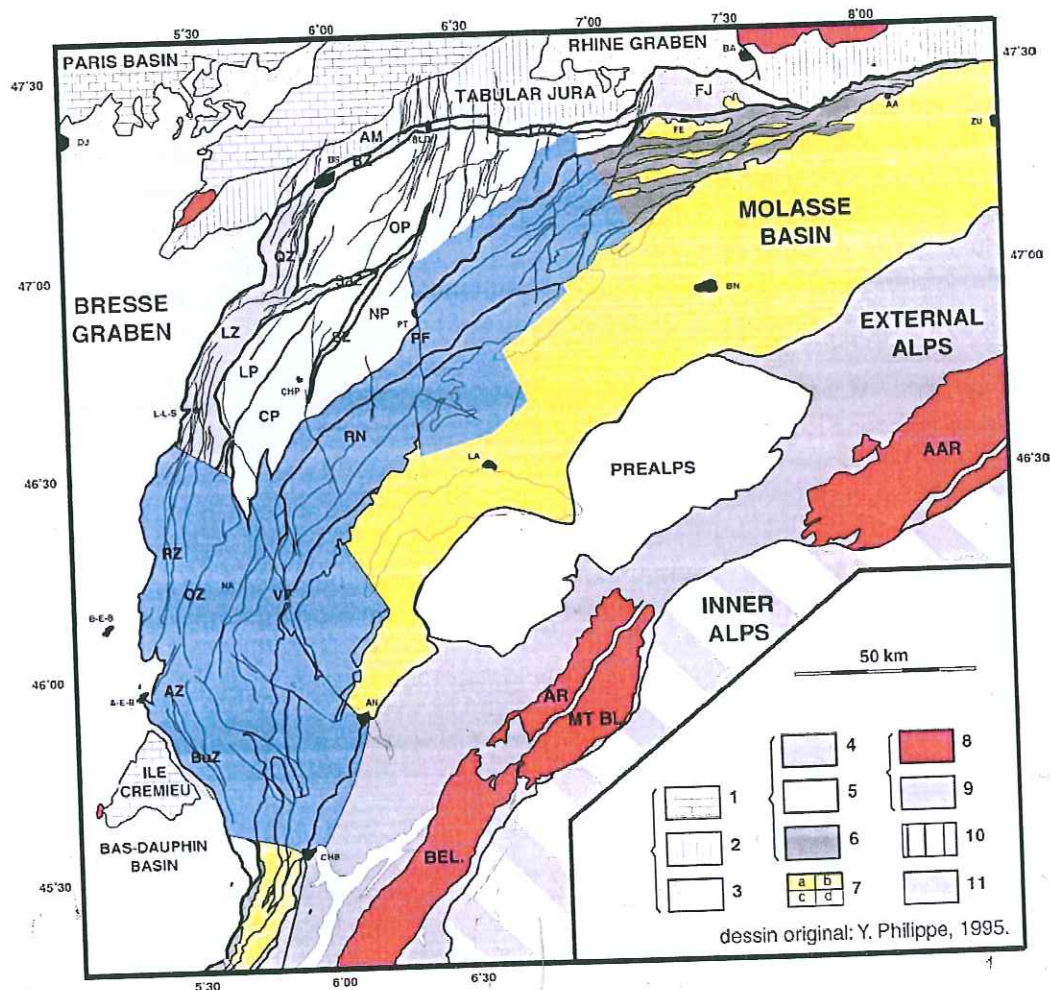
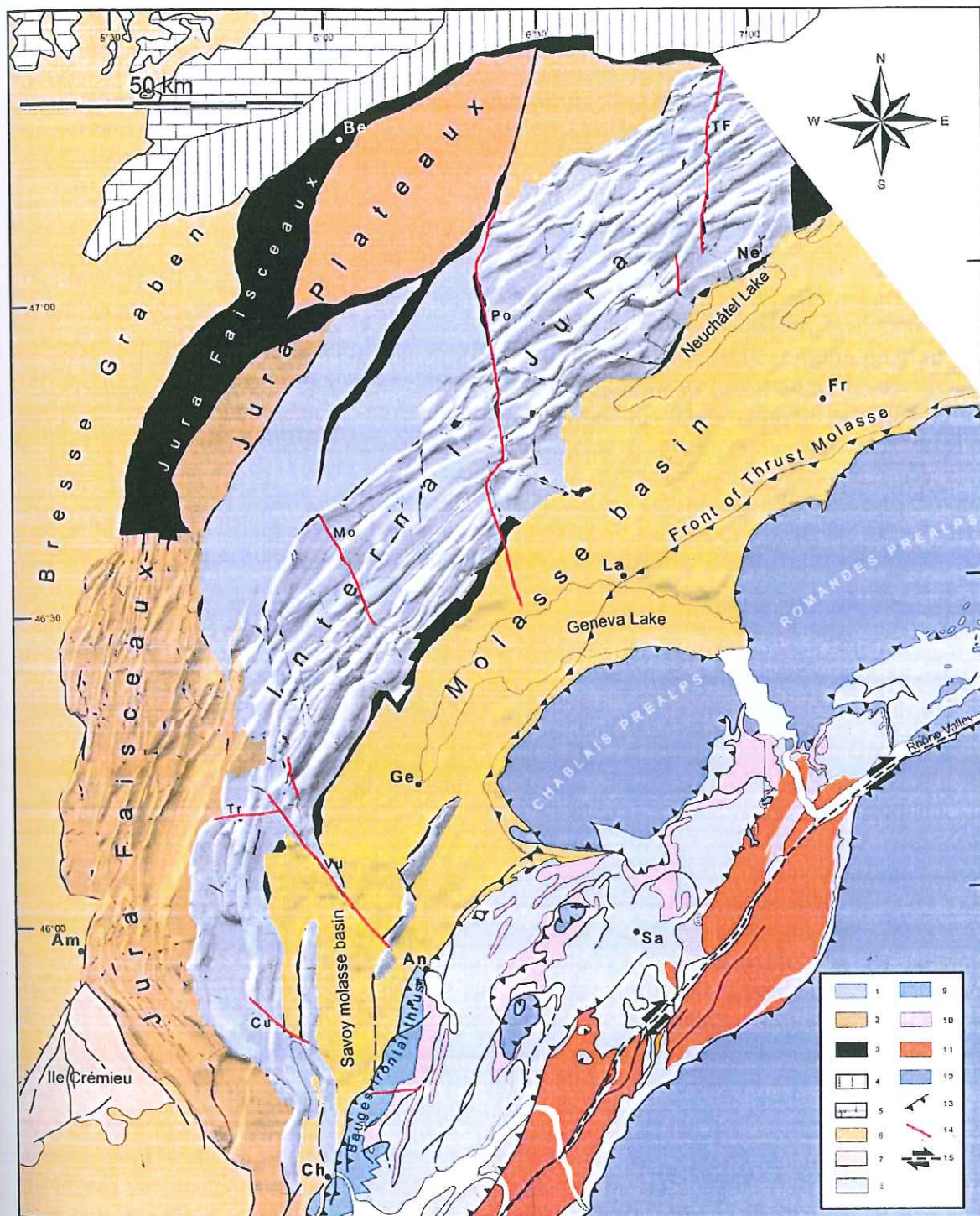


Figure 5.1. Limites géographiques du modèle 3D construit, en bleu.



Page précédente : Figure 5.2. Modèle 3D du Jura et carte tectonique des Alpes Externes franco-suisse. Unités tectoniques: 1-3: Jura (1. surface 3D du toit du Malm, 2. surface 3D du toit du Dogger, 3. parties du Jura non couvertes par le modèle 3D); 4-5: avant-pays européen stable (4. Couverture mésozoïque paraautochtone des Avant-Monts et du Jura tabulaire, 5. Couverture autochtone de la plateforme de la Bourgogne); 6: sédiments cénozoïques du bassin molassique d'avant-pays et du graben de la Bresse; 7: sédiments autochtones mésozoïques de l'Ile Crémieu; 8: nappes helvétiques-Chaînes Subalpines Septentrionales; 9: domaine pré-subalpin; 10: sédiments d'âge oligocène à miocène inférieur des nappes helvétiques et des Chaînes Subalpines Septentrionales; 11: massifs cristallins externes; 12: unités penniques et préalpines (AK: klippe des Anne, SK: klippe de Sulens); 13: chevauchements les plus importants hors du Jura; 14. principales failles décrochantes dans le Jura; 15. zone de faille Synclinal Médian de Belledonne-Chamonix-Vallée du Rhône. *Villes (ronds blancs ou noirs)*: Al: Albertville, Am: Ambérieu-en-Bugey, An: Annecy, Be: Besançon, Ch: Chambéry, Fr: Fribourg, Ge: Genève, Gr: Grenoble, La: Lausanne, LS: Lons-le-Saunier, Ne: Neuchâtel, Sa: Sallanches; *Principales failles décrochantes du Jura (lignes rouges fines)*: TF: La Tourne-La Ferrière, Po: Pontarlier, Mo: Morez, Vu: Vuache, Tr: Trébillet, Cu: Culoz.

Le modèle 3D a été construit pour une surface référence qui varie entre le Jura Interne et le Jura Externe. Dans le Jura Interne, le toit du Malm a été choisi comme horizon repère pour deux raisons. D'une part il correspond au sommet de calcaires épais et compétents qui ont subi peu de déformation interne. Une faible déformation interne est une condition pour appliquer un dépliage de type 'flexural slip' (voir chapitre 2). D'autre part le toit du Malm est proche de la surface et par conséquent sa géométrie est bien contrainte. Dans la partie externe du Jura, la phase d'émersion oligo-miocène a érodé une grande partie du Jurassique supérieur. Dans cette partie, le toit du Dogger a été choisi comme niveau de référence à la place du Malm et pour des raisons identiques. La figure 5.2 représente le toit du Malm en gris et le toit du Dogger en beige.

5.2. SYSTEME DE COORDONNEES.

Le modèle 3D a été construit au 1:25 000 sur la base des cartes géologiques suisses et au 1:50 000 pour les cartes géologiques françaises. Le système de projection des cartes suisses et du modèle numérique de terrain RIMINI qui a été intégré dans le modèle 3D est une projection cylindrique conforme à axe oblique dont l'origine est l'ancien observatoire de Berne avec les coordonnées nationales $Y = 600'000$ m et $X = 200'000$ m. Dans le cas des cartes géologiques françaises, le système de projection est de type conique conforme (Lambert). Notre région d'étude est entièrement contenue dans la zone Lambert II. Nous n'avons pas estimé nécessaire de convertir les coordonnées d'un système de projection à l'autre car, à l'échelle du modèle, la distorsion introduite par l'utilisation de ces deux systèmes de projection est négligeable par rapport à la précision recherchée sur la quantification des déformations. Le système de référence utilisé est un système propre à notre modèle que nous avons choisi pour des raisons de traitement numérique des surfaces lors de la rétrodéformation. Un fichier Excel permet de transformer des coordonnées géographiques dans notre système de coordonnées planes.

5.3. SOURCES DE DONNEES.

5.3.1. Coupes géologiques et cartes structurales préexistantes.

A partir des cartes géologiques, des coupes ont été construites pour déterminer la géométrie de l'horizon repère. Ces coupes sont localisées sur la figure 5.3. Cinq exemples de coupes sont

donnés en annexe (annexe I). Dans le cas des chevauchements majeurs, la géométrie du mur a été contrainte en reportant les épaisseurs stratigraphiques au-dessus de la couverture autochtone (en général le Buntsandstein ou le toit du Muschelkalk) localisée par sismique ou par les données de forage (voir chapitre 3.3). Les isohypses construites par Aragno [1994], Aubert [1959] et Jordi [1993] ont également été intégrées dans le modèle (fig. 5.3).

Les coupes ont ensuite été superposées aux cartes géologiques et reliées entre elles à la main en respectant l'information structurale contenue dans les cartes (direction des couches, valeurs de pendage reportées ou déduites de l'intersection couches-topographie). L'espacement des isohypses construites entre les coupes varie entre 50 et 100 mètres mais peut descendre à 25 mètres selon les structures. Il faut remarquer que des méthodes automatiques pour construire des surfaces à partir de coupes sériées existent sur la plupart des logiciels commerciaux. Nous n'avons pas utilisé cette méthode pour construire le modèle parce qu'elle génère des surfaces imprécises, à moins d'utiliser un grand nombre de coupes sériées.

En plus des coupes construites à partir des données de surface et des forages, nous avons eu accès à des lignes sismiques pour la partie méridionale du Jura.

5.3.2. Données sismiques.

En dehors des lignes sismiques interprétées par Sommaruga [1995], nous avons eu accès aux lignes sismiques acquises dans le Jura méridional par Esso en 1989-1990 et retraitées récemment par CGG. Ces données ne sont pas dans le domaine public et par conséquent ne peuvent pas être publiées. En revanche nous présentons les interprétations qui en ont été faites sous la forme de coupes. Sur l'ensemble de ces lignes, seuls trois profils sismiques ont été utilisés pour compléter la géométrie du modèle 3D (plan de position : annexe II.1). Ces trois lignes (90SV006, 90SV005 et 82GEX01 : annexes II.2, II.3 et II.4) nous ont permis de prolonger le toit du Malm sous le remplissage molassique des bassins de Bellegarde et de Genève. Dans le reste du Jura, le manque de temps ne nous a pas permis d'utiliser la sismique, ce qui aurait nécessité un long travail de conversion temps-profondeur. Pour cette raison, nous avons seulement utilisé ces lignes pour confirmer les structures déduites de la géologie de surface et des forages. Dans ce cadre nous avons utilisé les corrélations sismiques antérieures réalisées dans le Jura. Dans la suite du texte, nous donnons un bref aperçu de ces travaux avant de présenter les trois lignes sismiques utilisées dans les bassins molassiques de Bellegarde et de Genève.

Réflecteurs à l'échelle régionale

La corrélation des réflecteurs à l'échelle régionale nécessite en premier lieu de caler la sismique sur les forages. Plusieurs études antérieures [Gorin et al., 1993; Signer and Gorin, 1995] pour le bassin molassique entre Yverdon et Annecy et la thèse de Sommaruga [1995] pour le Jura des cantons de Vaud et de Neuchâtel) ont permis de déterminer la nature des principaux réflecteurs sismiques dans différentes parties du Jura. Pour convertir les lignes sismiques en profondeur, les vitesses d'intervalle ont été déduites des 'logs sonics' de plusieurs forages et des variations dans les vitesses de stack. Dans le premier cas, il faut noter qu'en toute rigueur le calage de la sismique sur les forages devrait faire intervenir des données de sismosondage pour corriger 'la dérive du sonic'. En effet on observe que pour un intervalle de profondeur donné, la somme des vitesses ponctuelles mesurées par le sonic et assimilées à des vitesses instantanées n'est pas égale à la vitesse d'intervalle échantillonnée par

sismosondage. Cette différence entre le sonic intégré et les mesures de vitesse à une macro-échelle est due à plusieurs facteurs : les fréquences de mesure ne sont pas les mêmes dans le cas du sonic ou dans le cas du sismosondage qui est plus proche de la sismique de surface, l'absorption des hautes fréquences par l'hétérogénéité locale du sous-sol au voisinage du puits (notamment interaction avec le 'mudcake'), les erreurs intrinsèques du sonic ('sauts de cycle'), ... Comme le sismosondage fournit des valeurs plus proches des mesures sismiques que le sonic, on utilise généralement ces premières pour caler le sonic intégré et obtenir un sonic recalé. Le calage effectué par les auteurs cités ne tient pas compte de cet effet puisque des mesures de sismosondage n'étaient pas disponibles. En revanche Gorin et al [1993] ont généré des sismogrammes synthétiques pour calibrer les lignes, alors que Sommaruga [1995] a directement utilisé les logs sonics.

Ces calages ont permis de calibrer trois réflecteurs très prononcés, attribués au toit du Lettenkohle, au toit du Dogger et au toit du Malm, ainsi que des réflecteurs moins marqués au toit du socle, du Keuper, du Lias et du Malm inférieur. De manière générale, la base de la discordance tertiaire apparaît très nettement en dehors des cas de karstification intense des calcaires sous-jacents qui diminue la réflectivité de l'interface. Le Malm ressort comme un intervalle transparent interrompu à sa base par des réflecteurs associés aux alternances marno-calcaires de l'Oxfordien. Par ailleurs l'intervalle jurassique apparaît régulièrement stratifié tandis que le Keuper montre des réflecteurs discontinus. Le toit du Keuper donne un bon réflecteur à cause du passage des argiles du Rhétien vers les évaporites du Trias. Sous le Trias, le socle apparaît transparent, mais montre parfois des réflexions qui peuvent être dues à des sédiments permo-carbonifères qui ne doivent pas être confondus avec des multiples.

Interprétation des lignes 90SV006, 90SV005 et 82GEX01

Dans le cas de la ligne 90SV006 (annexe II.2), les vitesses de propagation utilisées pour corréler les réflecteurs sismiques avec le log stratigraphique du forage Musiège sont tirées des données publiées par Signer and Gorin [1995] pour le forage Humilly-2. Ces deux forages sont distants de 9.5 km. Sur la base de cette corrélation, nous attribuons les principaux réflecteurs à la discordance tertiaire, aux calcaires lités qui forment la transition des marnes oxfordiennes aux calcaires compacts du Kimméridgien, et aux alternances marno-calcaires du Lias. La conversion temps-profondeur a été réalisée à l'aide du logiciel Easydepth développé par l'IFP. La ligne montre un approfondissement régulier des séries mésozoïques vers l'est puis une remontée qui correspond à la terminaison NE de l'anticlinal du Gros Foug. Sur cette ligne, cet anticlinal correspond à un rétrochevauchement alors qu'à l'ouest la vergence du pli est NW. Latéralement la transition se fait au niveau de la faille de Droisy.

La corrélation des réflecteurs sismiques de la ligne 90SV005 (annexe II.3) a été réalisée à partir d'une projection du forage Musiège. De même que pour la ligne 90SV006, nous avons utilisé les vitesses d'intervalle du forage Humilly-2 pour effectuer la conversion temps-profondeur. Le profil 90SV005 montre des réflecteurs faiblement pentés en directions des plis les plus internes du Jura. Vers l'E, les réflecteurs deviennent horizontaux en direction de la faille du Vuache. Au niveau de cette ligne, l'anticlinal du Gros Foug encore visible sur la ligne 90SV006 s'est complètement amorti.

Dans le cas de la ligne 82GEX01 (annexe II.4) le forage Humilly-2 a servi à corréler les réflecteurs. Les vitesses publiées pour ce forage par Signer and Gorin [1995] ont été utilisées pour convertir la ligne de temps en profondeur. La partie W de cette ligne est localisée sur le monoclinale de la Montagne du Vuache qui correspond à une zone transpressive sénestre (voir

chapitre 6.2). Une famille de failles subverticales qui correspondent probablement à des décrochements sénestres est bien visible sur cette ligne.

5.4. SOURCES D'ERREUR DANS LA CONSTRUCTION DU MODELE

La qualité du résultat de la rétrodéformation dépend de l'utilisation d'une méthode de restauration appropriée (voir chapitre 2), mais aussi évidemment de la précision du modèle initial. Deux composantes interviennent dans la quantification du raccourcissement : le plissement et les chevauchements. Dans le cas du Jura, la composante de raccourcissement liée au plissement constitue 1/5 à 1/10^{ème} du raccourcissement total. On peut considérer que l'erreur sur cette composante est faible. En coupe comme en carte, la principale source d'erreur provient de l'incertitude sur la position du mur et du toit des couches le long des failles ('cut-off lines'). Pour déterminer la position des 'cut-off lines', les lignes sismiques ne montrant généralement pas de réflecteurs sous le toit d'un chevauchement, le seul moyen reste le bilan de masse. Il faut garder à l'esprit qu'un certain nombre de variables rendent les constructions géométriques imprécises. Ces variables sont :

- des variations stratigraphiques dans l'épaisseur des formations.
- des variations d'épaisseur des niveaux ductiles, comme les évaporites. Par exemple le forage de Laveron a rencontré 882 m de Keuper alors que le forage d'Essavilly situé à 10 km au NW n'a foré que 327 m de Keuper).
- l'existence de niveaux de décollement internes secondaires. Dans le cas du Jura, le Lias et l'Oxfordien constituent de tels niveaux.
- une incertitude sur la localisation précise du niveau de décollement principal.

Les coupes réalisées pour construire les surfaces du modèle du Jura ont été construites avec une incertitude minimale mais nous n'avons pas réalisé un équilibrage 'parfait' pour chacun des profils. Il faut remarquer qu'un équilibrage 'parfait' n'a pas de sens dans un contexte où les coupes ne sont pas exactement parallèles au déplacement, mais seulement le plus parallèle possible à un déplacement moyen. Cinq exemples de coupes sont donnés dans l'annexe I.

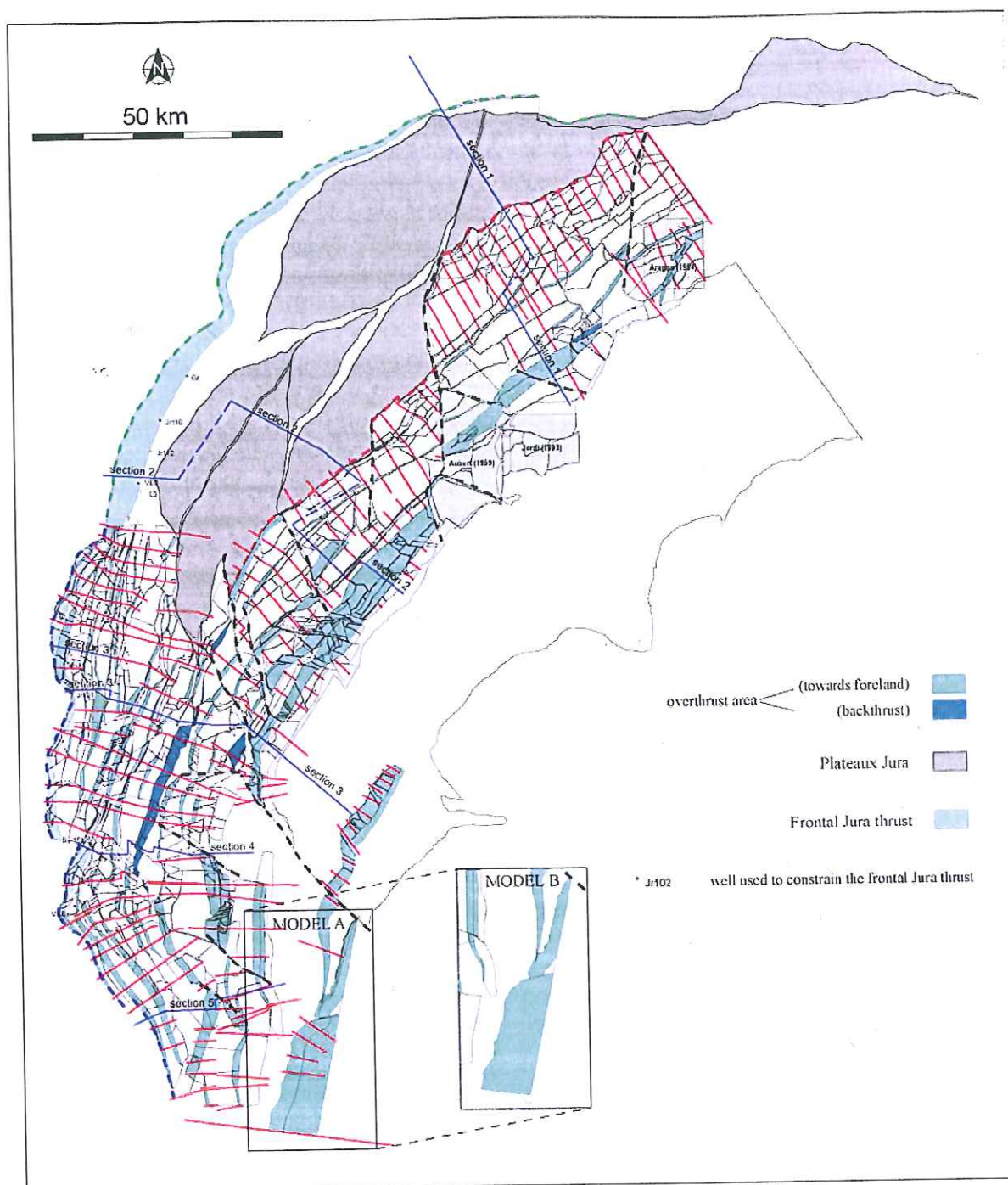


Figure 5.3. Localisation des coupes géologiques (en rouge) réalisées pour construire le modèle 3D. Les coupes figurées en bleu sont représentées dans l'annexe I.

VI. Description du modèle

6.1. GÉOMETRIE EN PROFONDEUR DES PLIS INTERNES DU JURA

La figure 6.1 montre les parties chevauchantes du modèle déduites des coupes réalisées. Les zones bleu-vert représentent les pro-chevauchements et les zones bleu foncé les rétro-chevauchements. En dehors des chevauchements représentés sur la figure 6.1, il faut garder à l'esprit que le plissement accommode une part non négligeable du raccourcissement. Dans le cas du toit du Malm, la surface restaurée étant située dans la partie supérieure de la couverture sédimentaire, la composante de raccourcissement liée au plissement est importante (10% à 20% du raccourcissement total). Dans le cas d'un pli de propagation ('fault propagation fold'), la composante de chevauchement diminue progressivement depuis le niveau de décollement principal en direction du chevauchement aveugle. Sur la figure 6.1 il apparaît clairement que les chevauchements les plus importants sont localisés dans le Jura interne et au front du Jura. Avant la réalisation de forages pétroliers profonds, deux modèles ont été proposés pour expliquer les altitudes élevées de la couverture dans le Jura interne :

- le modèle de « contraction du socle » proposé notamment par Aubert [1959], qui expliquait la surrection du Jura interne par des chevauchements affectant le socle sous le domaine jurassien. Cette vision para-autochtone conduisait à sous-estimer considérablement les valeurs de raccourcissement. Ainsi l'anticlinal du Risoux était décrit comme « une masse inerte à peine ébranlée par la poussée orogénique » [Aubert, 1959].
- le modèle d'un décollement généralisé de la couverture sur un socle passif, proposé dès 1907 par Buxtorf d'après ses observations réalisées lors du percement du tunnel du Weissenstein [Buxtorf, 1907; Buxtorf, 1916].

Le forage Risoux 1 réalisé en 1960 a mis en évidence un redoublement de la couverture au-dessus d'un niveau de décollement situé dans les évaporites du Keuper [Winnock, 1961]. Les articles de Laubscher [1961; 1965] ont par la suite imposé le modèle d'une chaîne de décollement typique superposée à un bassin salifère triasique. Plus récemment, plusieurs forages (Chaleyriat, Chatillon, ...) ont confirmé le modèle de redoublement de la couverture. Les données de forage et de sismique calée sur les forages [Sommaruga, 1995] montrent que la topographie actuelle de la couverture est provoquée par des chevauchements pluri-kilométriques qui s'enracinent dans un niveau de décollement régional situé au-dessus d'un socle anté-triasique très plat (pente de 3° en moyenne) (fig. 3.10). Ces données indiquent clairement que les modèles qui compensent le raccourcissement de la couverture par une déformation autochtone du socle doivent être abandonnés définitivement.

Il ne faut toutefois pas exclure l'existence locale de bassins permien inversés. En particulier, les travaux de Gorin et al. [1993] et Signer and Gorin, [1995] basés sur des profils sismiques pétroliers ont montré l'existence de bassins permio-carbonifères sous le bassin molassique et certains plis du Jura (Salève par exemple). Un autre exemple est donné par le profil de sismique réflexion ECORS Jura-Bresse réalisé en 1988 aux environs d'Oyonnax et qui a montré l'existence de réflecteurs pentés vers le NW, en dessous des séries triasiques. Ces données ont conduit certains auteurs à proposer l'existence d'un point haut de socle dans le substratum anté-triasique sous le Jura interne [Guellec et al., 1990; Philippe, 1994] (fig. 6.2). Alternativement les réflecteurs pentés vers le NW observés sur le profil pourraient provenir

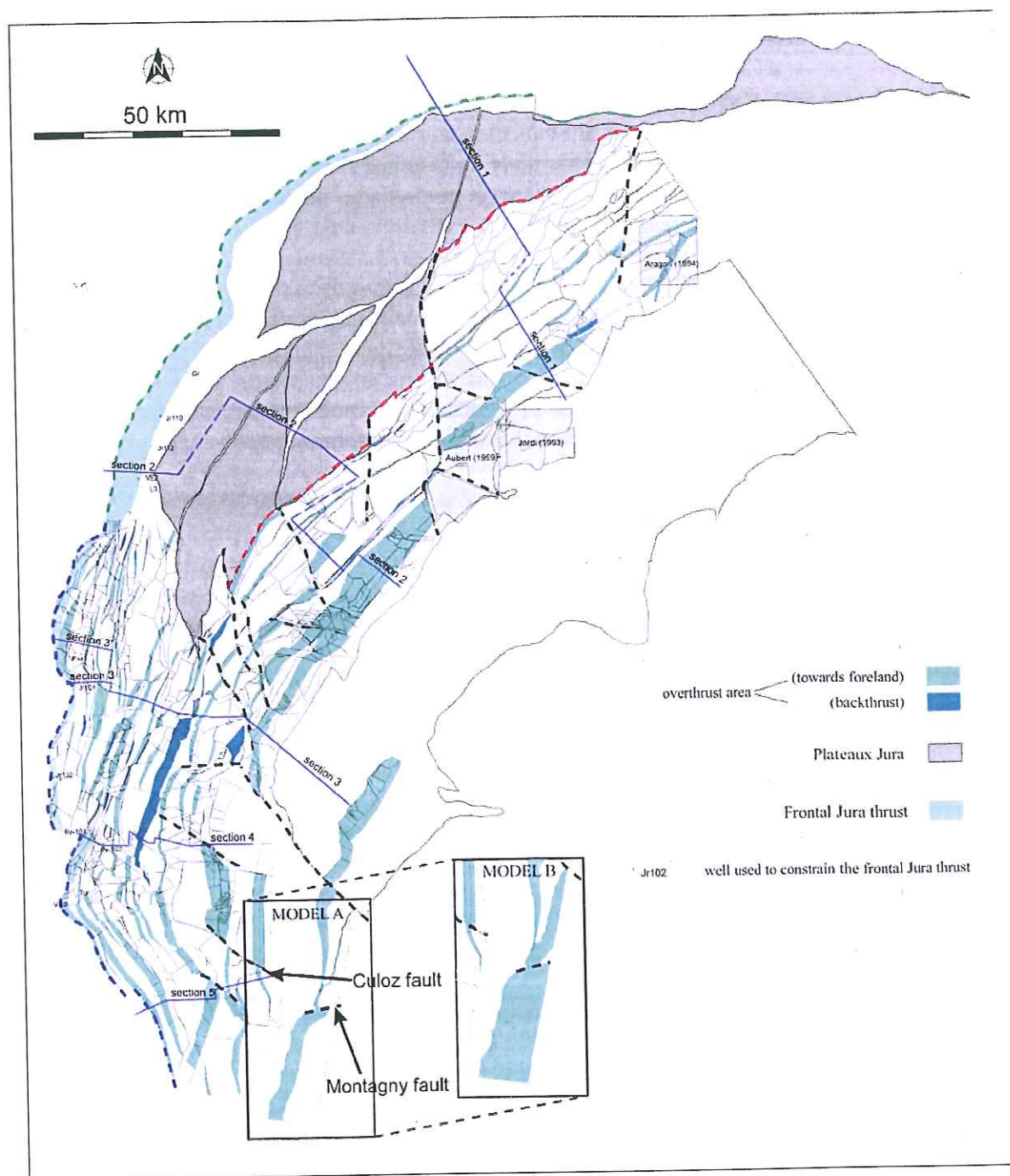
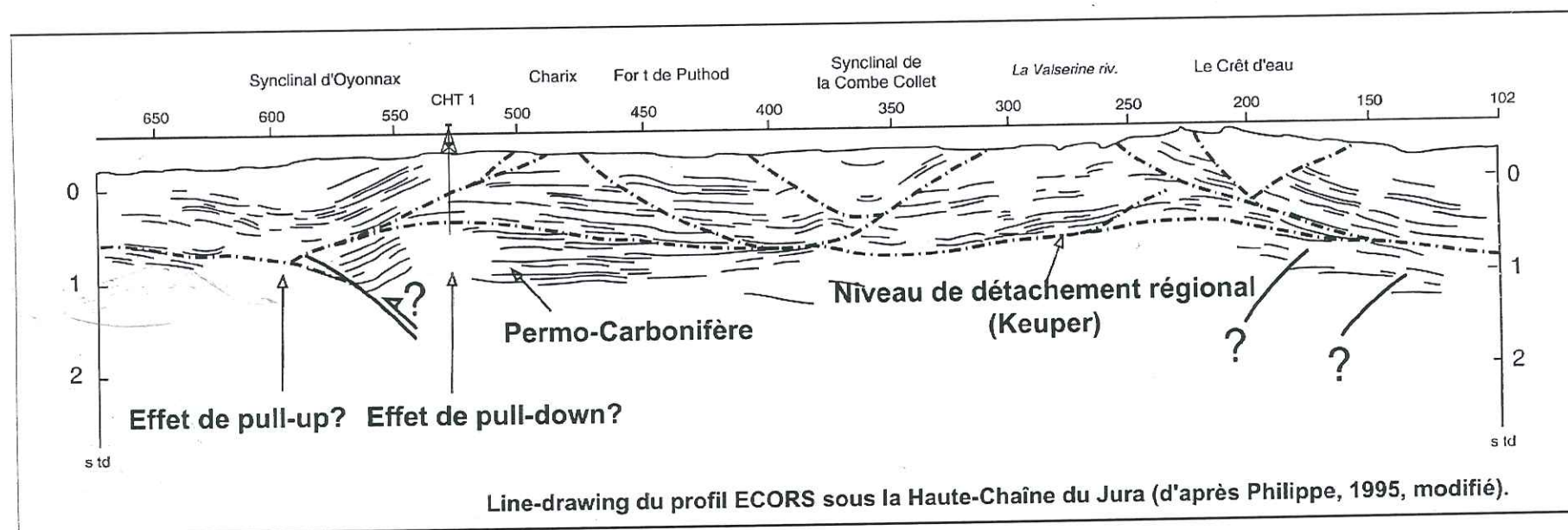


Figure 6.1. Parties chevauchantes du modèle, en bleu-vert. Les rétrochevauchements sont indiqués en bleu foncé et le chevauchement du Jura sur la Bresse en bleu clair. Les principales failles décrochantes sont soulignées par des tiretés noirs. Les tiretés bleus et verts au front du Jura indiquent les 'pin-lines' utilisées comme lignes de référence lors de la rétrodéformation. Les tiretés rouge à la limite entre le Jura interne et les Plateaux du Jura (en gris) est une référence temporaire qui a été utilisée dans la restauration. Pour les déformations miocènes au front des Bauges, deux modèles sont figurés (modèles A et B).



Page précédente : Figure 6.2. 'Line drawing' du profil sismique ECORS-Jura, tiré de Philippe (1995). Commentaires, voir texte.

d'un effet de pull-up dû à des vitesses sismiques latéralement hétérogènes au niveau du rétrochevauchement d'Oyonnax. De fait les lignes acquises par Esso entre 1989 et 1990 et récemment retraitées par CGG ne montrent pas de point haut sous le rétrochevauchement d'Oyonnax [Colletta et al., 2002]. Le forage pétrolier Charmont 1 réalisé en 1991 par Essorep à proximité du profil ECORS a permis de déterminer l'altitude absolue du socle, mais ne permet pas pour autant d'affirmer qu'il s'agit d'un point haut relatif. Ce forage a par ailleurs confirmé l'existence d'un demi-graben permien déjà suspecté sur le profil ECORS sur la base de réflecteurs profonds en éventail qui subissent une troncature progressive vers l'est sous les niveaux triasiques [Guellec et al., 1990].

Il apparaît donc que le rôle de l'éventuelle inversion de demi-grabens permo-carbonifères a dû jouer un rôle mineur dans le soulèvement du Jura interne. Par ailleurs, contrairement à ce qui a été avancé par Philippe [1995] (Chap. II, Partie III, p. 78), nous ne pensons pas qu'il soit possible de localiser d'éventuels grabens inversés à partir de coupes équilibrées. En effet un axe haut visible dans les données de surface peut être dû aussi bien à un point haut du socle qu'à un redoublement de couverture ou une forte épaisseur de Keuper. Un exemple des variations rapides d'épaisseur du Keuper est donné par le forage de Laveron qui a rencontré 882 m de Keuper alors que le forage d'Essavilly situé à 10 km au NW n'a foré que 327 m de Keuper.

Comme le montre la carte des parties chevauchantes du Jura (fig. 6.1), le chevauchement du Mont Tendre est l'un des plus importants de la chaîne (fig. 7.2 ; voir aussi coupe 2, annexe I). Une transition importante dans sa structure a lieu au niveau du décrochement dextre de St-Cergue situé à la terminaison sud de la faille de Morez (figures 5.2 et 7.2). A ce niveau un chevauchement majeur apparaît entre les anticlinaux du Crêt de la Neige et du Crêt Chalam. Dans notre modèle et selon l'interprétation de Laubscher [1965], reprise plus tard par Bitterli [1972] et Philippe [1995] le raccourcissement associé au chevauchement du Mont Tendre est donc accommodé par deux chevauchements à l'ouest du décrochement de St-Cergue et ceci jusqu'à la faille du Vuache.

Plus au sud, la chaîne du Salève accommode une part importante de raccourcissement. Nous avons utilisé la coupe publiée par Signer and Gorin ([1995], p. 244, fig. 8 ; 1995) et basée sur des profils de sismique réflexion pour déterminer la flèche de chevauchement du Salève. Cette coupe relie les forages de Humilly-2 et Salève-2 et est donc bien contrainte. La flèche de chevauchement sur cette coupe est de 4600 m. Latéralement ce chevauchement se poursuit vers le NE jusqu'à la hauteur de la rivière de l'Arve où l'anticlinal du Salève montre un plongement axial brutal. Cette terminaison latérale pourrait être liée à une rampe latérale associée à une zone de décrochement mentionnée par Signer and Gorin [1995] (Arve wrench zone). Vers le SW l'anticlinal du Salève est décalé par la zone de décrochement sénestre de Cruseilles, puis par la faille du Vuache. La continuité latérale apparente de l'anticlinal du Salève de part et d'autre de cette faille qui cartographiquement est une structure majeure au front de l'anticlinal, était jusqu'à présent un sujet de polémique (voir chapitre 6.2). Comme nous le verrons plus tard, la rétrodéformation montre toutefois que seul un faible déplacement différentiel existe de part et d'autre de la faille du Vuache à la hauteur du Salève, ce qui explique la continuité de la prolongation SW du Salève (Montagne de Mandallaz) avec la partie de l'anticlinal dans le compartiment ouest de la faille (Montagne d'Age) (fig. 7.2). Au

SW de la faille du Vuache, le déplacement sur le chevauchement de l'anticlinal de la Montagne d'Age est contraint par les forages SV108 et SV109. La flèche de chevauchement déduite est de 2800 m. Encore plus vers le SW, nous interprétons la 'structure d'Alby' comme la continuité de l'anticlinal de Mandallaz qui s'amortit latéralement en direction du front de l'anticlinal du Semnoz (fig. 7.2). Contrairement à Wildi et Huggenberger [1993] nous ne considérons pas la 'structure d'Alby' comme une faille décrochante mais comme le simple amortissement latéral du déplacement sur le chevauchement de l'anticlinal de la Montagne d'Age. En cela nous reprenons l'interprétation de Deville et al [1994] qui se base notamment sur les forages Savoie 101 et Chapéry 1 qui recoupent le chevauchement de l'anticlinal de la Montagne d'Age au niveau de la 'structure d'Alby'. Il faut noter que le lien proposé par Wildi et Huggenberger [1993] entre la 'structure d'Alby' et la faille du Vuache avait pour but d'éviter un déplacement différentiel entre les anticlinaux de Mandallaz et de la Montagne d'Age et n'était basé sur aucune donnée concrète. Comme nous l'avons souligné ci-dessus, l'intégration des déformations à l'échelle régionale montre toutefois que seul un faible déplacement différentiel existe au niveau de la faille du Vuache. Dans la suite du texte nous décrivons plus en détail les structures présentes dans les deux compartiments de cette faille.

6.2. LA FAILLE DU VUACHE

Il est actuellement généralement admis que la faille du Vuache correspond à la rampe latérale qui limite vers l'ouest les chevauchements pluri-kilométriques du Jura interne (plis-rampe du Crêt de la Neige et de Crêt Chalam (figures 6.3 et 7.2)). La faille du Vuache apparaît dans le bassin molassique franco-suisse où elle constitue la limite occidentale du monoclinale de la Montagne du Vuache [Blondel, 1984; Schardt, 1891] (en bas à droite sur la fig. 6.3). A la hauteur de Léaz, la faille se divise en deux segments (fig. 6.3): un segment principal à l'ouest, la faille Vuache-Forens, et un segment occidental secondaire, l'axe Léaz-Champfromier [Donzeau et al., 1997]. Plus vers le nord, le segment Vuache-Forens se prolonge dans la zone de failles en échelon de la Haute-Crête-Les Bouchoux puis dans l'accident Vulvoz-Molinges. Selon Donzeau et al [1997] le segment Léaz-Champfromier se prolonge vers le nord par la faille courbe de la Sandézanne. Toutefois, comme le soulignent ces auteurs, la jonction entre le segment Léaz-Champfromier et la faille de la Sandézanne est compliquée par le rétrochevauchement pluri-kilométrique de Monnetier (fig. 6.3). Ce rétrochevauchement, qui atteint un rejet maximum de 2.7 km dans notre modèle, est un des rares chevauchements du Jura interne à amener du Trias en surface. Ce rétrochevauchement ne s'interrompt pas sur le segment Léaz-Sandézanne, mais plus au SW sur une faille conjuguée majeure, la faille dextre de Trébillet. Cette faille également appelée « faille de la forêt du Moment » [Bienfait, 1981] s'amortit elle-même sur un chevauchement de direction S-SW au niveau de Poizat (Bienfait [1981]; R. Enay, levés inédits) (fig. 6.3).

Le monoclinale du Vuache coïncide avec un changement de direction de la faille du Vuache, qui passe progressivement de NW à NNW depuis le bassin molassique vers le Jura interne. Le monoclinale du Vuache est cohérent avec une direction unique de transport NW, la composante compressive de la déformation augmentant progressivement avec le changement de direction de la faille. Il faut souligner qu'un éventuel changement dans la direction de transport de NW dans le Jura central à W au niveau du monoclinale du Vuache n'est pas compatible avec la transition continue entre le monoclinale du Vuache et l'anticlinal du Crêt de la Neige.

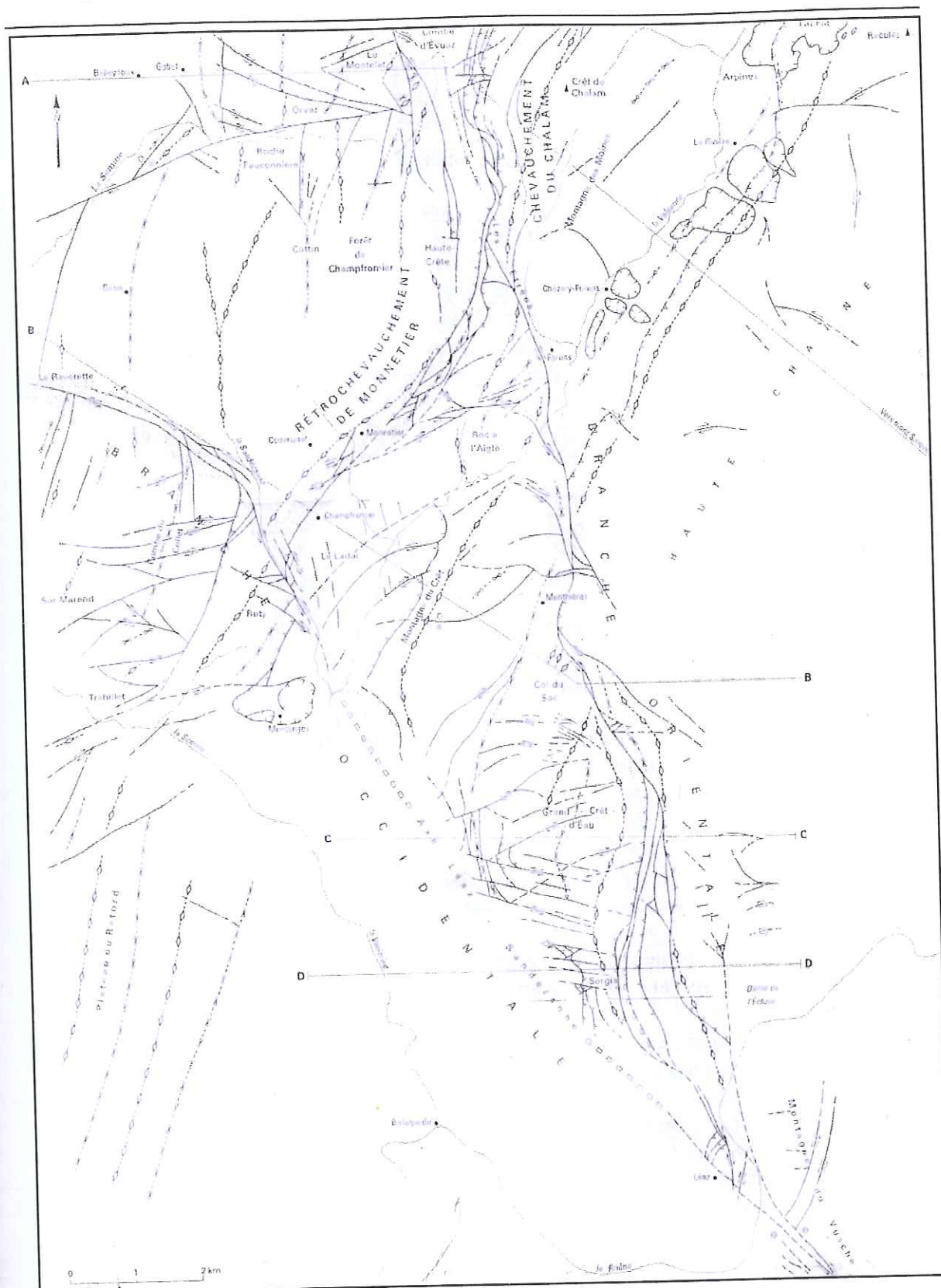


Figure 6.3. Carte structurale de la partie septentrionale de la faille du Vuache, qui se sépare en deux segments ('branches occidentale et orientale', grisées sur la figure) au nord de la Montagne du Vuache (en bas à droite sur la carte). Tiré de Donzeau et al [1997].

De même que pour la faille de Pontarlier, certains auteurs ont proposé des corrélations entre les plis de part et d'autre de la faille Vuache-Forens, ce qui implique que les décrochements post-dateraient le plissement. Cette hypothèse permettrait d'utiliser les axes de pli comme marqueurs pour quantifier les décrochements. Ainsi Donzeau et al [1997] corrélaient les synclinaux de Menthieres et de Chézery d'une part (fig. 6.3) et les anticlinaux de la montagne du Crêt-Roc à l'Aigle et du Crêt Chalam (fig. 6.3) et constatent un décalage de 2 km dans les deux cas. A ces 2 km Donzeau et al [1997] ajoutent la flèche de chevauchement de la Haute-Chaîne du Jura interne et estiment à 6.5 km le décalage sénestre total associé à la faille du Vuache. Comme nous l'avons déjà expliqué, si les décrochements et les chevauchements sont synchrones et les chevauchements indépendants de part et d'autre des failles, les plis ne peuvent plus être utilisés comme marqueurs des décalages. Notre approche qui consiste à prendre en compte toutes les déformations indépendamment de leur chronologie relative permet d'éviter ce problème et n'est pas incompatible avec l'hypothèse de décrochements postérieurs aux chevauchements.

En dehors du système sénestre du Vuache, le Jura interne au nord de Bellegarde est affecté par une famille de failles dextres de direction WSW-ENE surtout présentes sous la forme de failles qui induisent une forte déformation répartie (failles de trace inférieures à 2 km visibles au Grand-Crêt-d'Eau, à la Montagne du Crêt, ...) mais également sous la forme de failles majeures (failles de Trébillet, de Semine-Orvaz, de Monthières, ...) (fig. 6.3). Il est important d'observer que cette famille de failles dextres apparaît au SW de la zone de transfert Vuache-Forens et est quasi inexistante au NE de celle-ci, dans la Haute-Chaîne du Jura interne.

A l'ouest de la faille du Vuache, on observe un changement de 90° dans la direction des axes de pli. Cet arc est le plus important du Jura et son mode de formation était jusqu'à présent l'objet de plusieurs hypothèses (voir chapitre 7). En comparaison, la structure arquée du front du Jura comporte un rayon de courbure beaucoup plus important et provient probablement de la géométrie initiale de la bordure du graben de la Bresse. Dans la suite du texte, nous décrivons plus en détail la structure du contact Jura-Bresse.

6.3. STRUCTURE DU CONTACT JURA-BRESSE

Le chevauchement du Jura sur la Bresse représente une partie importante du raccourcissement total (fig. 6.1). Ce chevauchement n'est pas uniforme au front du Jura. Le modèle montre notamment une variation latérale rapide du chevauchement au niveau de la courbure sigmoïde de Pressiat-Verjon [Bergerat, 1974] (fig. 6.4). Dans la partie SW de la courbure, le forage Jr101 a mis en évidence une structure relativement simple avec un chevauchement majeur unique. La coupe de la figure 6.5 (coupe A sur la figure 6.4) montre que la flèche de chevauchement associée ne doit pas excéder 2 km. En revanche au nord de la courbure de Pressiat-Verjon, le forage de Poisoux 1 réalisé en 1969 indique une structure complexe impliquant un raccourcissement important (fig. 6.5). Dans ce sondage, le toit du Keuper autochtone a été rencontré à une cote absolue de -1234 m, soit environ 250 m sous le niveau de décollement régional. Le chevauchement basal rencontré par le forage implique deux duplexes de Bajocien, ce qui indique un passage latéral du niveau de décollement du Keuper vers un niveau supérieur, probablement le Lias. Par-dessus ces duplexes, on retrouve le Keuper associé au chevauchement de l'anticlinal de Salavre. Le Keuper affleure 5 km au nord du forage. Sous les duplexes formés de Bajocien, le forage a traversé une succession normale allant de l'Oxfordien moyen au Keuper. On remarquera l'épaisseur considérable de Keuper qui atteint 800 m. Le forage s'est terminé dans le cristallin sans rencontrer ni le Muschelkalk

ni le Buntsandstein, indiquant la présence d'une faille normale majeure. La présence d'une série normale 1000 m sous son niveau anticipé et la transition entre un niveau de décollement keuper et liasique ont été interprétés comme le résultat de la phase d'extension oligocène qui aurait provoqué un effondrement de l'autochtone traversé par le forage, suivi des chevauchements jurassiens qui auraient recoupé les blocs basculés [Guellec et al., 1990]. La figure 6.6 montre une géométrie plausible qui tient compte des données de surface, du forage et du contexte régional (niveau de décollement). Suivant Guellec et al [1990], nous avons interprété l'absence de Trias inférieur et moyen dans le forage de Poisoux comme le résultat d'une faille normale de direction NNE-SSW qui met en contact le Keuper et le socle cristallin. Cette faille délimiterait un point haut (horst de Poisoux de Guellec et al [1990]) dont la nature exacte n'est pas connue. L'extension vers l'Est du graben foré par le sondage de Poisoux est également inconnue. La géométrie retenue sur la figure 6.6 minimise le raccourcissement associé aux deux chevauchements qui émergent au front du Jura. Selon cette construction, le chevauchement inférieur a une flèche de 3200m. Une fois ce chevauchement restauré, le déplacement associé au pli-rampe du Salavre est donné par la distance entre la trace du chevauchement en surface et la bordure orientale du graben. En effet, à l'Ouest de cet escarpement, le niveau de décollement passe du Keuper au Lias. La figure 6.4 montre que la flèche de chevauchement du Salavre est de 2 km. Cette valeur est identique au déplacement associé au chevauchement du Mont Myon. Nous interprétons donc la courbure sigmoïde de Pressiat-Verjon comme une simple rampe oblique avec une valeur identique de déplacement sur les rampes frontales associées. En revanche, un transport différentiel de cette structure a lieu avec la présence d'un graben oligocène au nord de la rampe oblique. Ce graben aurait permis une propagation du chevauchement basal à la faveur d'un relais entre le Keuper et le Lias, alors que plus au Sud le chevauchement du Mont Myon se serait interrompu sur une surface de coefficient de friction élevé (sédiments mio-pliocènes).

La superposition de la tectonique compressive miocène sur la bordure effondrée du graben de la Bresse a été invoquée pour expliquer la présence d'unités du Jurassique supérieur et du Crétacé au front du Jura, en contraste avec les faisceaux du Jura constitués essentiellement de Keuper, Dogger et Lias [Chauve et al., 1988]). Ceci est surtout vrai pour les cartes géologiques au 1 : 50 000 de Montpont-en-Bresse (synclinal de Cuiseaux) et de Lons-le-Saunier (lanière de Jurassique supérieur d'Arlay). Alternativement les affleurements de Jurassique supérieur et de Crétacé au front du Jura pourraient être constitués par :

- la partie frontale de plis déversés, préservée de l'érosion [Lefavrais, 1962].
- la partie sommitale de blocs basculés, dans l'optique d'un modèle de glissement gravitaire de la bordure du Jura dans le fossé bressan pour expliquer les faisceaux externes du Jura [Mugnier, 1984; Mugnier and Vialon, 1986].

Toutefois nous rejoignons Chauve et al [1988] qui soulignent que ce dernier modèle est en désaccord avec les observations de terrain et les données de forage.

Il n'est pas possible de déterminer l'extension en carte du graben de Poisoux sur des critères de surface. L'anticlinal du Salavre se poursuit vers le NNE par l'anticlinal du Mont Favier (carte d'Orgelet-le-Bourget) puis s'amortit progressivement au niveau de l'anticlinal du Mont Bourgeois. Dans le mur du chevauchement du Salavre, le Keuper est à nouveau impliqué dans les déformations à partir d'une latitude 229-574 (système de coordonnées Lambert 2). On peut en déduire que le décollement basal se fait à nouveau dans le Keuper jusqu'au front du Jura et que le graben du Poisoux n'existe plus à ce niveau.

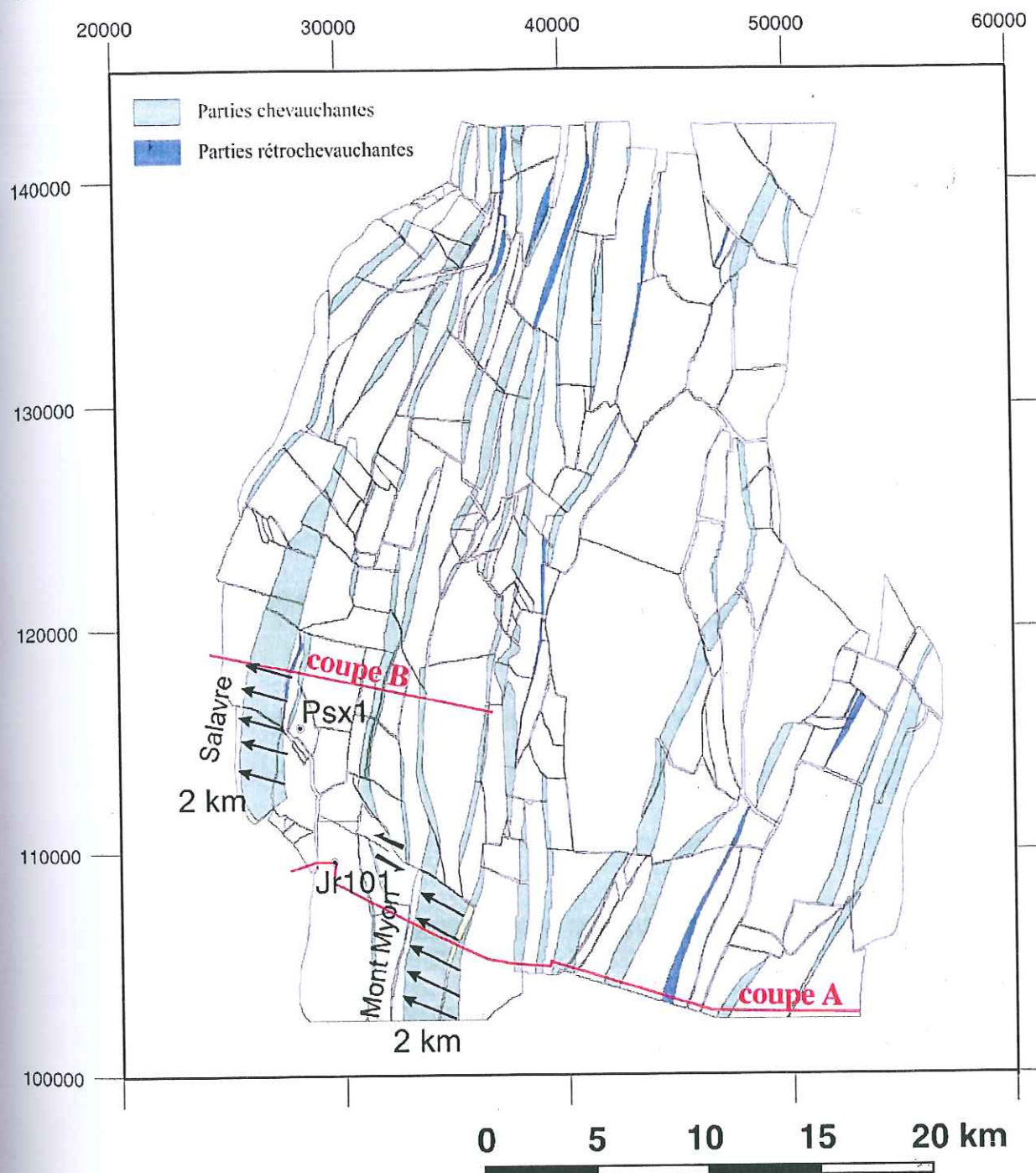
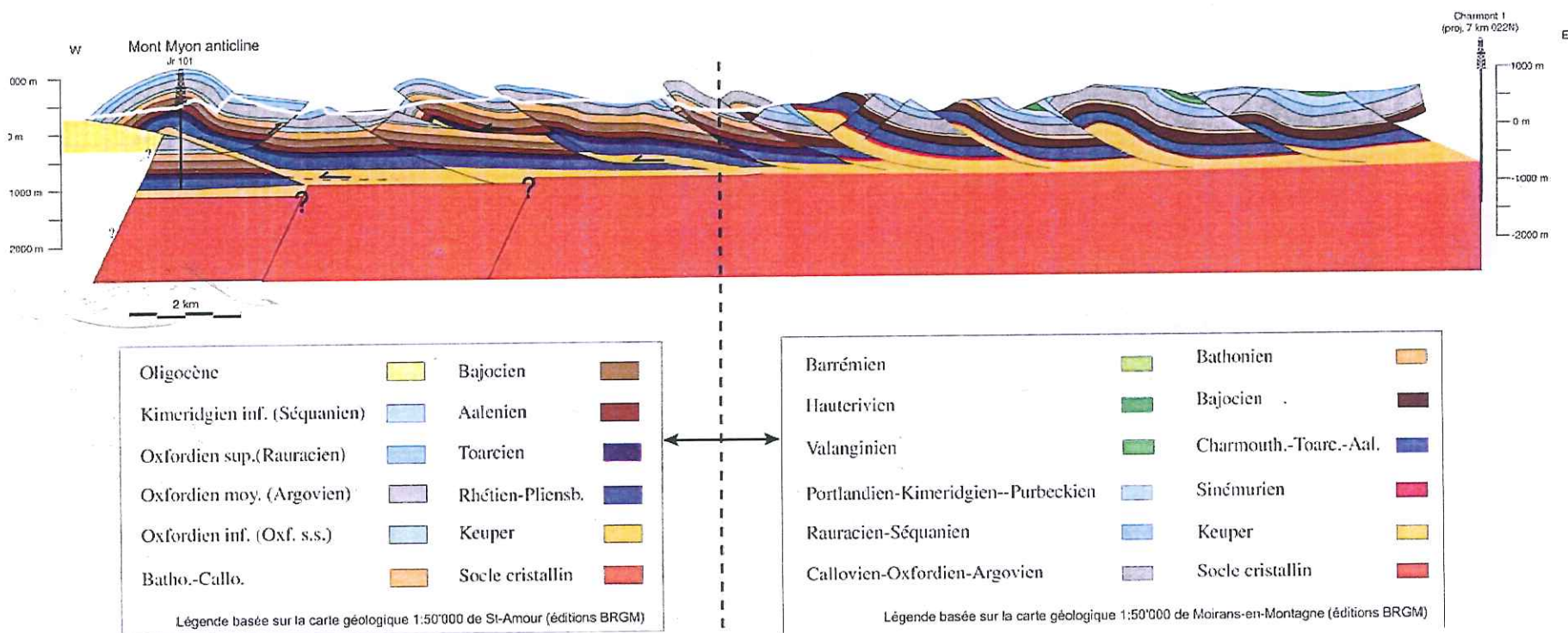
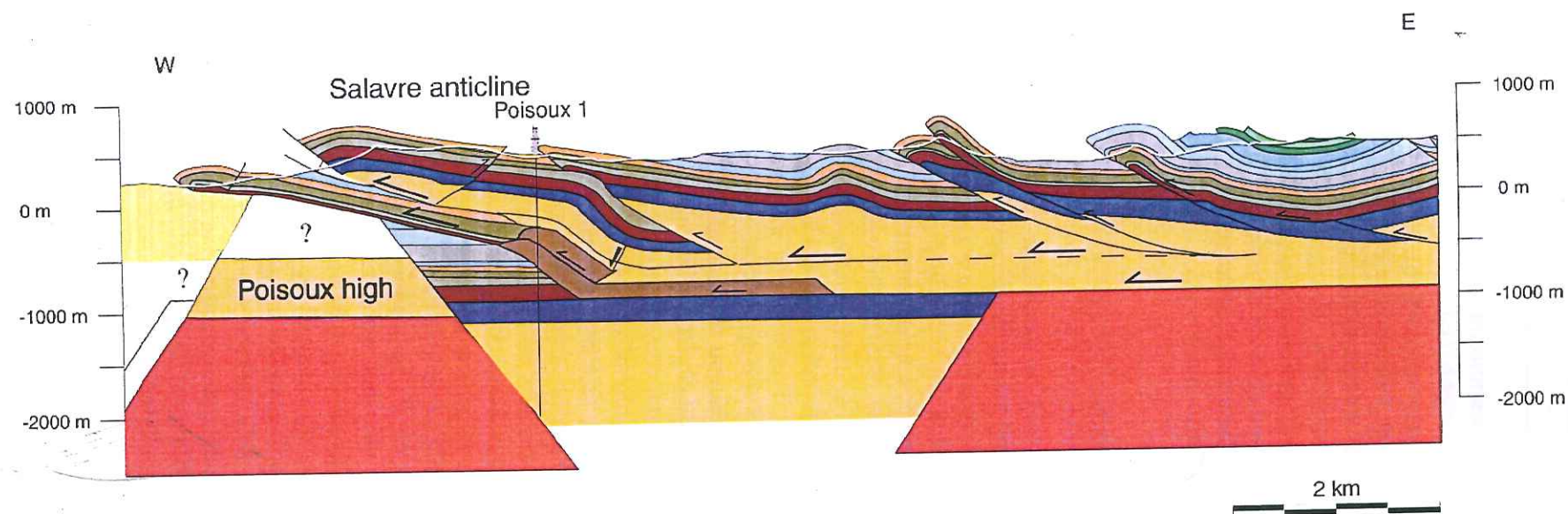


Figure 6.4. Carte des chevauchements aux environs du coude de Pressiat-Verjon (inflexion dans le front du Jura entre les anticlinaux du Salavre et du Mont Myon). Pour plus de clarté, le chevauchement frontal du Jura sur la Bresse n'est pas représenté. Le chevauchement frontal du Jura est visible sur les figures 6.1 et 6.7. La coupe A est représentée sur la figure 6.5 et la coupe B sur la figure 6.6. Forages : Psx1 : Poisoux 1, Jr101 : Jura 101. Le système de coordonnées est un système arbitraire utilisé pour construire le modèle 3D. Commentaires : voir texte.

Page suivante: Figure 6.5. Coupe A de la figure 6.4. Commentaires : voir texte.





Oligocène	Kiméridgien sup.-Portlandien	Oxfordien inf. (Oxf. s.s.)	Aalénien
Barrémien	Kiméridgien inf. (Séquanien)	Batho.-Callo.	Rhétien-Toarcien
Hauterivien	Oxfordien sup. (Rauracien)	Bajocien indifférentié	Keuper
Valanginien	Oxfordien moy. (Argovien)	Bajocien Bajocien sup. Bajocien moy.-inf.	Socle cristallin

Légende basée sur la carte géologique 1:50'000 de Moirans-en-Montagne (éditions BRGM)

Page précédente: Figure 6.6. Coupe B localisée sur la figure 6.4. Commentaires : voir texte.

A partir de la latitude de Lons-le-Saunier, de nombreux forages permettent de quantifier le chevauchement du Jura sur la Bresse (figures 6.1 et 6.7). Les forages de Lons 3, Villeneuve 2, Jr 112, Jr 110 (Saint-Lothain) et Grozon indiquent que le front externe du Jura chevauche sur la Bresse sur une distance d'environ 6 km. Au niveau de Lons-le-Saunier la partie chevauchante du Jura sur la Bresse déduite des forages avait déjà été interprétée par Michel et al [1953] et plus récemment par Chauve et al [1988]. Entre Lons-le-Saunier et Grozon la géométrie du chevauchement que nous avons retenu est très proche de celle proposée par Michel et al [1953] (figure 6.7). Toutefois au sud de la localité de Messia la carte de Michel et al [1953] prévoit une diminution rapide de la flèche de chevauchement. Cette diminution n'est toutefois documentée par aucune donnée de subsurface.

6.4. LA TERMINAISON MERIDIONALE DU JURA

Un point central dans la relation du Jura avec les zones plus internes est la terminaison méridionale du Jura. Il est admis depuis longtemps que le domaine de déformation jurassien au Sud de Chambéry forme une zone de relais avec les domaines de Chartreuse occidentale et médiane [Gidon, 1964] (figure 6.8). La stratigraphie des deux domaines est en effet très similaire et les critères chronologiques indiquent une déformation synchrone. Par exemple, les domaines de Chartreuse occidentale et médiane et le Jura se distinguent des zones plus internes par l'absence des marnes de Narbonne dans leur succession stratigraphique. A l'opposé, les marnes deviennent riches dans le Crétacé inférieur de la Chartreuse orientale. La zone de relais Jura méridional-Chartreuse a été décrite par Philippe [1995] comme un exemple typique du « critical taper ». En effet, la disparition progressive des évaporites triasiques vers le SW entraînerait une augmentation du coefficient de friction du décollement basal situé alors dans des marnes du Lias. Cette évolution latérale expliquerait le recul du front de déformation alpin d'une centaine de kilomètres entre le faisceau externe de Quingey et l'anticlinal de Parves-Mont-Durand-Ratz-Chailles (fig. 6.8). Ce modèle a l'élégance d'expliquer l'absence de virgation dans les massifs cristallins externes à l'arrière de l'arc du Jura puisque le déplacement serait globalement conservé latéralement. Ce modèle est donc très séduisant d'un point de vue théorique. Toutefois il n'empêche pas une chute du raccourcissement associée à la terminaison méridionale du domaine de déformation jurassien. En effet il faut observer que les domaines de Chartreuse Occidentale et Médiane n'existent plus au nord de Chambéry (fig. 6.8). La Chartreuse Occidentale est formée essentiellement par le flanc oriental peu penté d'un pli de rampe, l'anticlinal des Egaux, qui chevauche les sédiments du synclinal molassique de Voreppe (fig. 6.8) par l'intermédiaire du chevauchement de Voreppe (faille de Voreppe sur la fig. 6.8). Vers le Nord, l'anticlinal des Egaux (fig. 6.8) s'amortit et disparaît sous le remplissage molassique du synclinal de Saint-Thibaud-de Couz (fig. 6.8). De même la Chartreuse Médiane correspond essentiellement à un anticlinal majeur, l'anticlinal Médian (fig. 6.8) connu aussi sous le nom d'anticlinal du Couvent, associé à un chevauchement frontal qui s'amortit vers le sud avant la cluse de l'Isère, entre les montagnes de La Pinée et du Néron (fig. 6.8), et vers le nord dans le bassin molassique de Savoie au niveau de Chambéry. Il est donc important de noter qu'au niveau de Chambéry le système de relais entre le Jura et la Chartreuse invoqué par Philippe [1995] ne peut impliquer que la Chartreuse Orientale. Dans son modèle de relais entre le Jura et la Chartreuse Philippe [1995] se base sur deux coupes (coupes 1 et 2, Partie II, chap. 5, p.112)

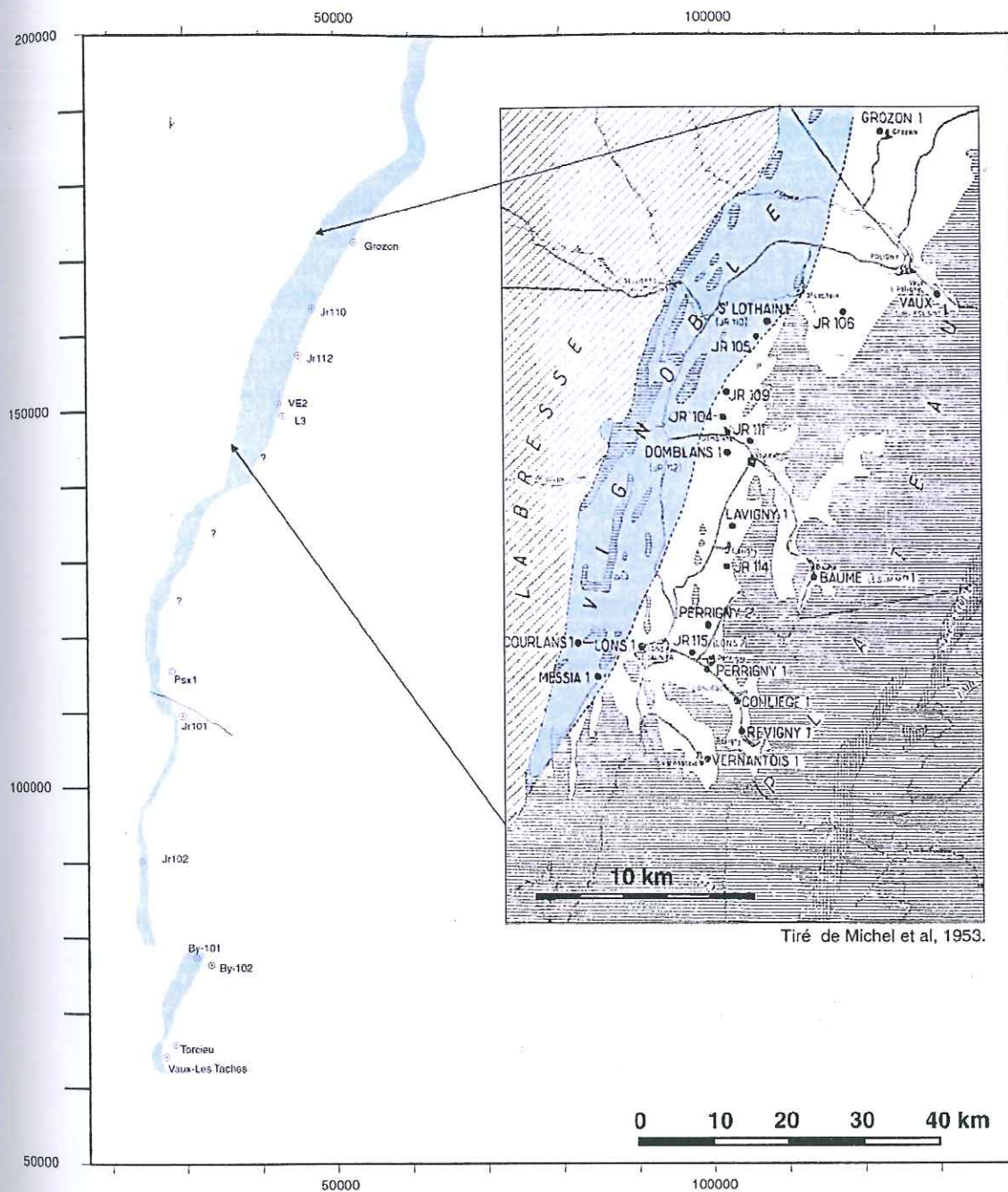


Figure 6.7. Carte de la partie chevauchante du Jura sur la Bresse, en bleu, retenue pour quantifier le champ de déplacement du Jura. Une interprétation antérieure de Michel et al [1953] pour une partie restreinte du front du Jura est également représentée pour comparaison. Le système de coordonnées est un système arbitraire utilisé pour construire le modèle 3D.

qui sont suffisamment éloignées pour négliger une chute de raccourcissement dans les déformations de l'avant-pays.

Si une zone de relais entre le Jura et les domaines de Chartreuse occidentale et médiane ne permet pas de proposer un modèle où le raccourcissement est conservé au front des massifs cristallins externes, une alternative consiste à étendre la zone de relais à la Chartreuse orientale. Cette possibilité présente un intérêt particulier dans la mesure où elle permet de diminuer la chute du raccourcissement observée vers l'avant-pays jurassien. En effet, l'anticlinal du Semnoz (fig. 6.9) montre un plongement axial vers le NE et disparaît sous le chevauchement frontal des Bornes au niveau du lac d'Annecy. Selon Guellec et al [1989], cette unité existe toujours à la hauteur des Gorges du Fier (fig. 8.1) mais disparaît complètement au niveau de la vallée du Borne (vallée qui recoupe le massif des Bornes, environ au niveau de la coupe D sur la fig. 8.1). Dans la suite du texte nous passons en revue les arguments d'un éventuel lien entre le Jura et la Chartreuse orientale.

6.5. LA RELATION DU JURA AVEC LE FRONT DES BAUGES ET LA CHARTREUSE ORIENTALE

Comme nous l'expliquons ci-dessus, le Jura et les domaines structuraux de Chartreuse occidentale et médiane doivent être considérés comme un ensemble unique de déformation au front des Alpes. Toutefois, la question se pose de savoir si la Chartreuse orientale doit être intégrée dans ce domaine de déformation ou si elle doit être rattachée aux Chaînes Subalpines. Si il est généralement admis qu'il existe une continuité entre le chevauchement de Chartreuse orientale et le chevauchement frontal des Bauges (figure 6.9) de part et d'autre de la cluse de Chambéry, le rattachement de cette unité aux déformations jurassiennes ou subalpines est en revanche beaucoup plus controversé.

La possibilité d'une zone de relais entre le front des Bauges et la Chartreuse orientale d'une part, et les zones plus externes d'autre part, a des conséquences très importantes sur la géométrie de 'l'indentaire' alpin. Une telle zone de relais permettrait en effet de diminuer la chute du raccourcissement associée aux zones plus externes. Une augmentation de la flèche de chevauchement depuis la terminaison NE du Semnoz (fig. 6.9) vers le front de la Chartreuse orientale pourrait accommoder la diminution du raccourcissement des zones plus externes et former un champ de déplacement relativement uniforme. Il faut toutefois remarquer que le rejet du chevauchement frontal des Bauges est mal déterminé et a été estimé entre 3 et 10 km. Sur la base d'observations de terrain, Gidon [1988; 1990; 1996] décrit un chevauchement inférieur à 3-4 km dans les cluses du Guiers Mort (à l'est de St-Laurent du Pont, fig. 6.8) et du Chéran (fig. 6.9). En comparaison, le traitement et l'interprétation nouvelle de plusieurs lignes sismiques du front des Bornes-Bauges par Deville and Chauvière [2000] indique une flèche de l'ordre de 10 km pour ce front à la hauteur de Chambéry (fig. 8.1). L'anticlinal du Semnoz-Revard est assimilé par ces auteurs à un domaine de déformation « pré-subalpin » qui se serait déformé à l'Oligocène-Miocène supérieur et aurait été réactivé lors de la déformation du Jura interne à l'est de la zone de transfert du Vuache. En effet le front des Bauges chevauche des sédiments serratiliens [Deville et al., 1994].

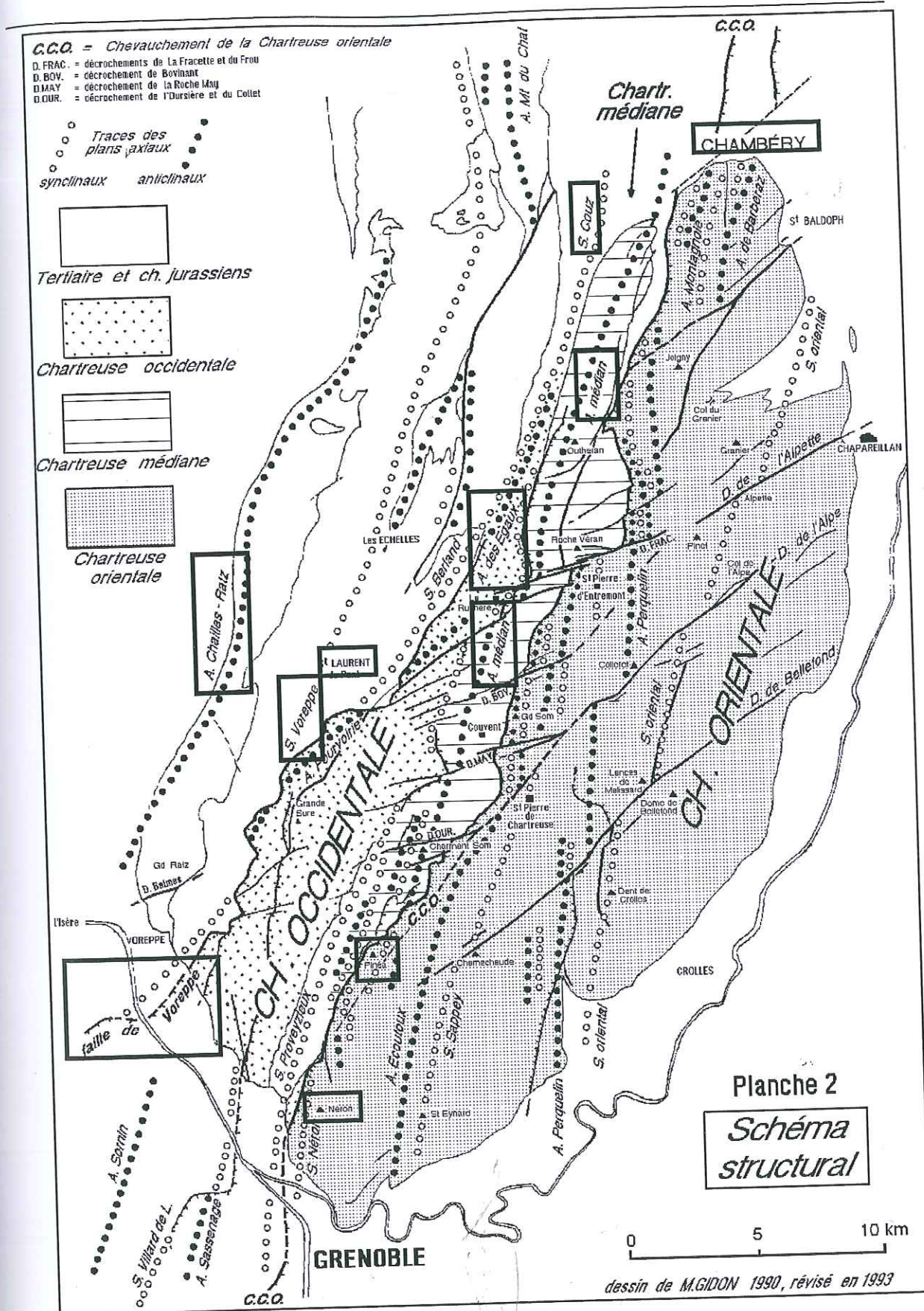


Figure 6.8. Carte structurale de la Chartreuse, tirée de Gidon [1993]. Les lieux cités dans le texte sont entourés d'un rectangle.

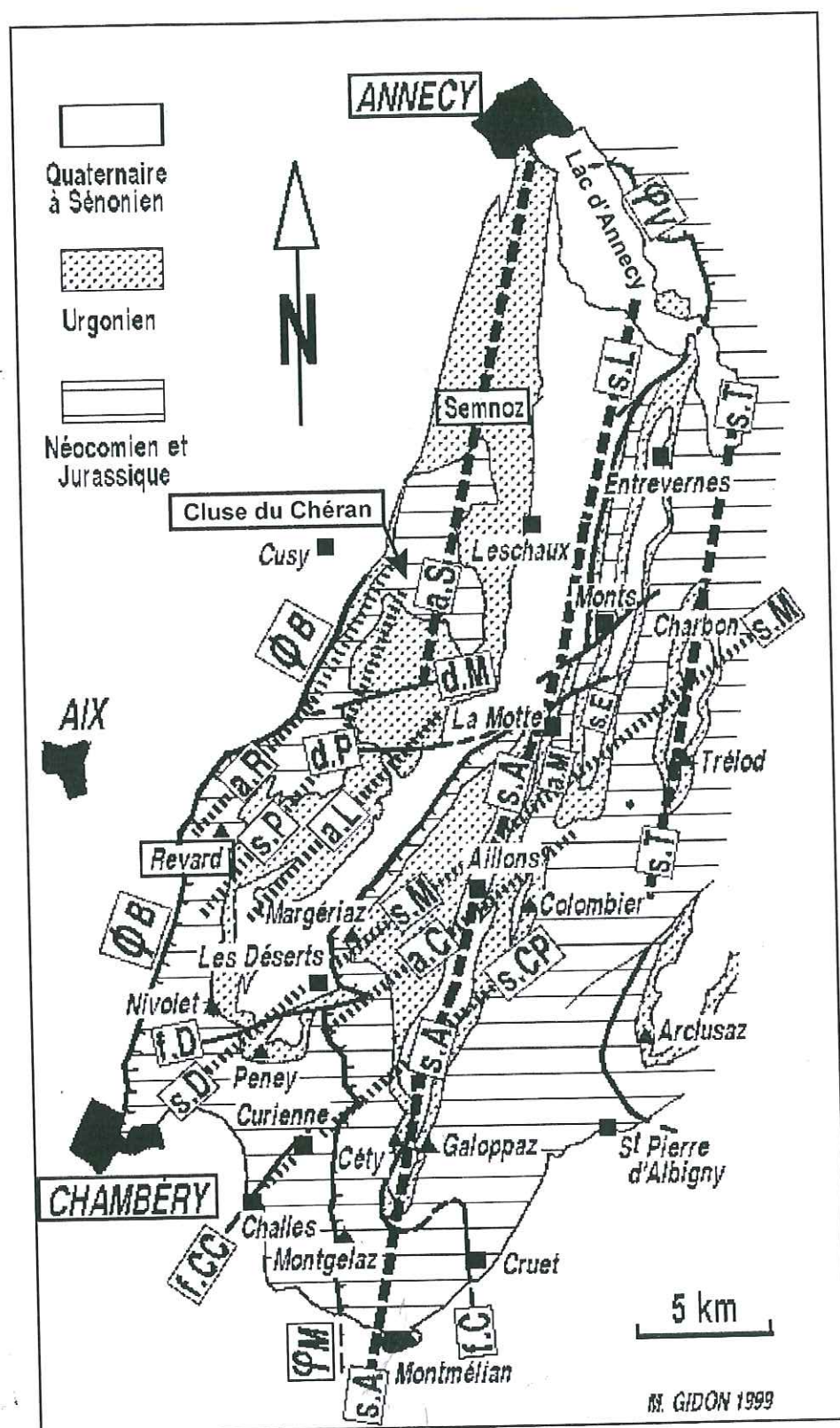


Figure 6.9. Carte structurale des Bauges, tirée de Gidon [1999]. Les lieux cités dans le texte sont entourés d'un rectangle de trait épais.

Il apparaît donc que la géométrie du mur du chevauchement des Bauges est mal contrainte et que par ailleurs cette géométrie a été acquise entre l'Oligocène et le Miocène supérieur. Pour que le champ de déplacement que nous déterminons soit représentatif des déformations miocènes, la composante miocène du front des Bauges doit être prise en compte. Comme ce rejet n'est pas connu, nous avons choisi de proposer deux modèles. Le premier (modèle A, fig. 6.1) comporte un rejet maximum de 3 km au front des Bauges ; le deuxième (modèle B, fig. 6.1) un rejet maximum de 10 km à la hauteur de Chambéry (extrémité SW du modèle). Dans les deux cas, nous avons représenté une augmentation brutale du rejet à l'Ouest de la faille dextre de Montagny (fig. 6.1). Ceci correspond à la géométrie de l'anticlinal du Revard qui doit être associé à un rejet plus important que le Semnoz (fig. 6.9), car la surface transférée au-dessus de la rampe frontale du Revard est plus importante. D'autre part, ceci permet d'absorber le déplacement différentiel à l'arrière de la faille sénestre de Culoz (figures 5.2 et 6.1) et qui ne provoque pas de décalage des structures vers l'arrière-pays. Par ailleurs, dans les deux cas, tout le rejet a été attribué au Miocène, i.e. à une déformation synchrone de la formation du Jura. Dans la réalité une partie importante pourrait correspondre à des déformations antérieures. Ce choix nous permet de tester l'hypothèse d'une zone de relais entre les Bauges-Chartreuse orientale et le Jura. Dans le prochain chapitre, nous présentons les résultats de la rétrodéformation du modèle et notamment l'influence des hypothèses sur la structure du front des Bauges.

VII. Rétrodéformation du Jura

7.1. RETRODEFORMATION REGIONALE AVEC UNFOLD

7.1.1. Interpolation des surfaces

Dans un premier temps les cartes d'isohypses ont été numérisées. Pour construire les surfaces à partir des semis de points numérisés, nous avons utilisé l'interpolateur de GMT (Generic Mapping Tools, Wessel and Smith [1995]). Les surfaces ont été divisées en éléments finis triangulaires suivant un système de coordonnées cartésien. La grille est de 100m x 100m pour la plupart des surfaces, mais elle a été reserrée à 50m x 50m pour les petites surfaces. Sur un total de 1118 surfaces, une vingtaine ont été divisées selon une grille de 300m x 300m pour accommoder des structures mal contraintes qui empêchent de les traiter avec UNFOLD.

Afin d'avoir un contrôle sur le processus d'interpolation, nous avons comparé les données initiales avec les données après interpolation (fig. 7.1). L'existence de plis de longueur d'onde variable peut poser des problèmes à l'interpolateur qui génère alors des résonances dans les zones mal contraintes. Le semis de points numérisés étant généralement très serré, nous n'avons toutefois pas rencontré de problème majeur. La figure 7.1 montre un exemple de surface qui comporte plusieurs plis de longueur d'onde différente. On note des différences dans la partie SE de la surface où la densité des points numérisés est moins élevée. De plus on remarque des ondulations dont l'axe est parallèle à la pente et qui sont des artefacts. Cette différence générée par l'interpolateur introduit une erreur qui est tout à fait négligeable dans la détermination du raccourcissement.

La figure 7.2 montre une vue en plan des surfaces construites. Dans ce cas, les semis de points ont été importés dans le logiciel Gocad (produit de la société Earth Decision, anciennement T-Surf) et les surfaces interpolées selon des 'TIN' (Triangulated Irregular Network). Les altitudes contourées en couleur vont de -300 m dans le bassin molassique à 2000 m pour les plis les plus internes de la chaîne.

7.1.2. Dépliage individuel des surfaces

La méthode numérique de dépliage utilisée, le programme UNFOLD, permet de rétrodéformer des couches plissées et faillées. Une fois dépliées, les surfaces sont ajustées les une par rapport aux autres (méthode de type 'block mosaic'). Nous ne revenons pas sur cette méthode qui a été décrite au chapitre 2. Pour être traité par UNFOLD, le modèle a été subdivisé en 1118 blocs (fig. 6.1). Les bordures des blocs correspondent soit à des failles (chevauchements et décrochements) soit à des limites arbitraires.

7.1.3. Ajustage des surfaces dépliées

Après le dépliage des surfaces par UNFOLD, on obtient une carte palinspatique par un ajustage des blocs. Cette procédure consiste à éliminer la composante de raccourcissement liée aux chevauchements. Lors de l'étape d'ajustage des blocs dépliés, un certain nombre de

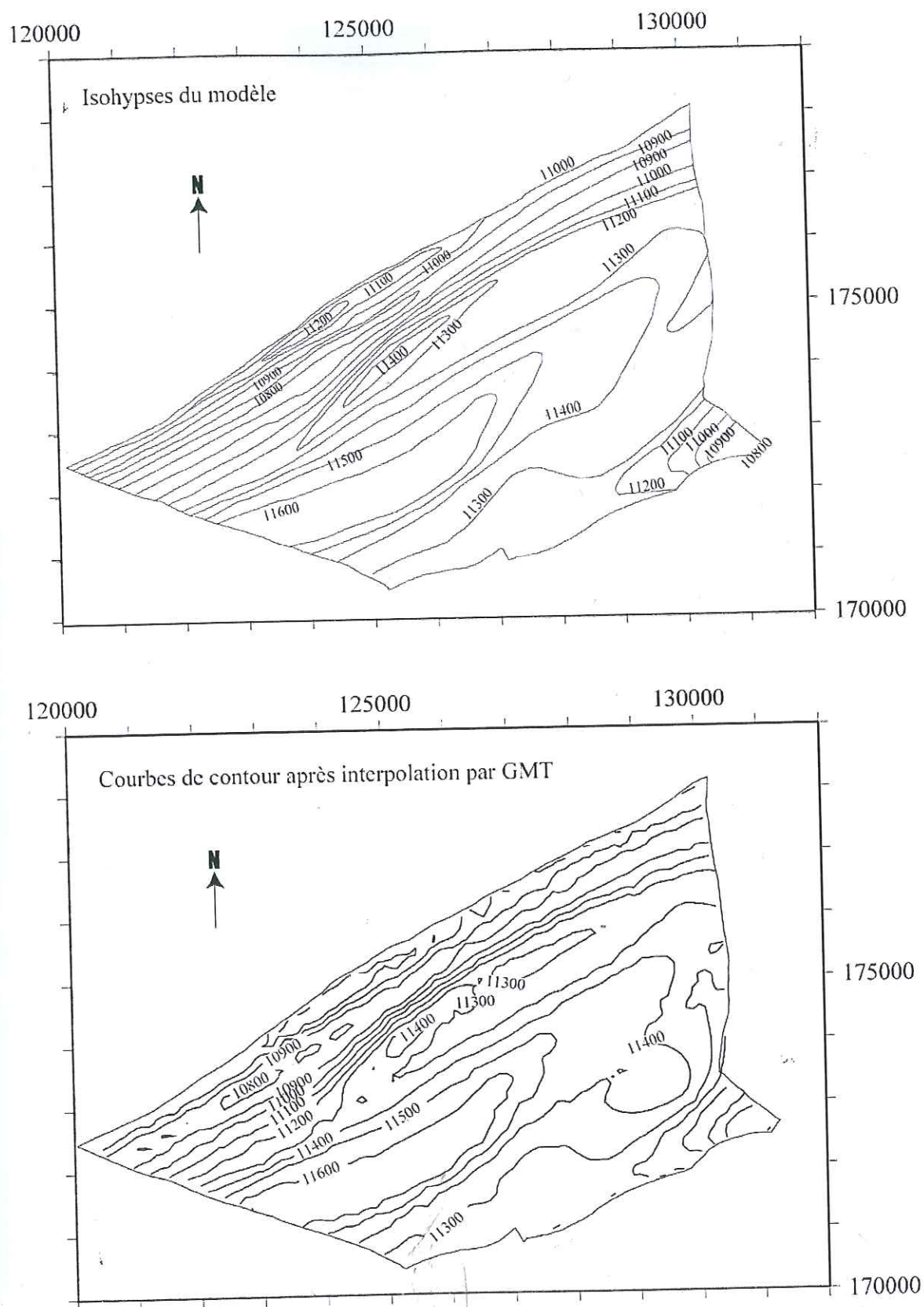
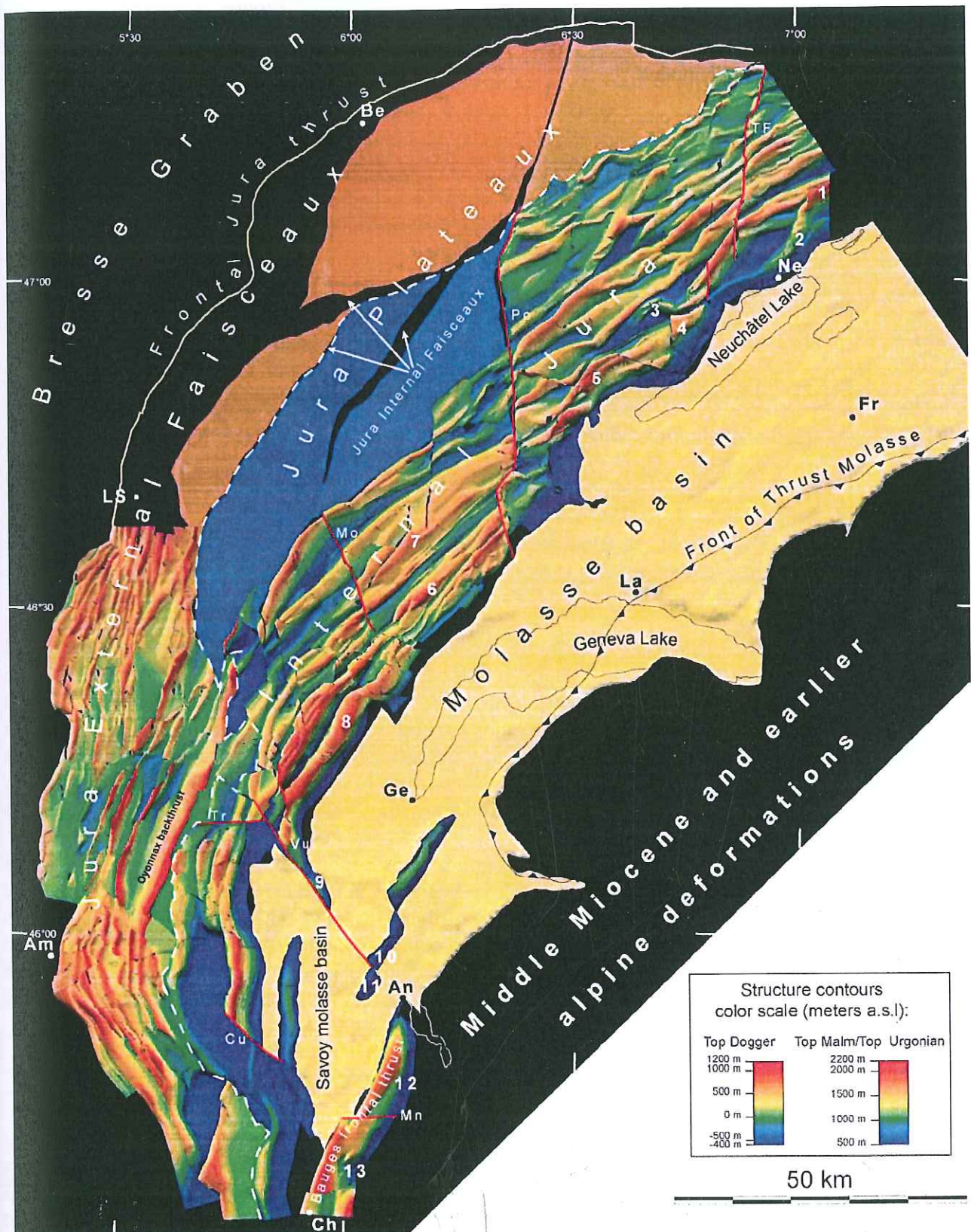


Figure 7.1. Contrôle de l'interpolation. En haut: isohypes du modèle. En bas: Courbes de niveau du modèle après interpolation par GMT.



Page précédente : Figure 7.2. Vue en plan du modèle 3D construit pour deux horizons marqueurs. Les altitudes des deux surfaces sont représentées par deux échelles de couleur différentes (en bas à droite). La limite entre les deux surfaces est indiquée par une ligne traitillée blanche. Le modèle 3D est composé de 1118 surfaces. Le modèle numérique de terrain gtopo30 de l'USGS est représenté en jaune pour une région qui couvre le bassin molassique. Légende: Villes (ronds noirs): Am: Ambérieu-en-Bugey, An: Annecy, Be: Besançon, Ch: Chambéry, Fr: Fribourg, Ge: Genève, La: Lausanne, LS: Lons-le-Saunier, Ne: Neuchâtel; Failles (lignes rouges): TF: La Tourne-La Ferrière, Po: Pontarlier, Mo: Morez, Vu: Vuache, Tr: Trébillet, Cu: Culoz, Mn: Montagny; Anticlinaux (chiffres blancs): 1. Chasseral, 2. Chaumont, 3. Noiraigue, 4. Boudry, 5. Chasseron, 6. Mt-Tendre, 7. Risoux, 8. Crêt de la Neige, 9. Mont Vuache, 10. Mandallaz, 11. Montagne d'Age, 12. Semnoz, 13. Revard.

critères doivent être respectés. Ces critères d'ajustage concernent les conditions aux limites des blocs et sont:

- 1) Le choix d'une 'pin line'; les blocs sont réajustés à partir de cette limite en direction des zones plus internes.
- 2) Les limites latérales des blocs qui sont constituées par des failles de déchirement doivent respecter le sens de décrochement observé.
- 3) Les grands décrochements rectilignes doivent rester rectilignes.
- 4) On n'admet pas de mouvements purement décrochants parallèles aux axes de plis si de tels mouvements n'ont pas été observés sur le terrain. L'ajustage des blocs est 'guidé' par les décrochements qui les limitent et qui sont généralement à un angle élevé par rapport aux chevauchements.

Dans le cadre de cette étude, l'ajustage des blocs a été effectué manuellement à cause de la complexité des structures. Il existe cependant des méthodes de "best fitting" des blocs qui tentent d'automatiser cette procédure [Audibert, 1990; Rouby et al., 1993]. Le raccourcissement lié aux flancs inverses doit être traité en utilisant une transformation de type miroir après le dépliage. Dans le cas des flancs verticaux, la solution la plus simple consiste à déterminer la longueur correspondante sur les coupes et à la reporter sur les cartes en tenant compte des variations latérales de la géométrie.

Lors de la rétrodéformation, le choix d'un système de référence qui n'est pas impliqué dans les déformations étudiées est nécessaire (point 1 ci-dessus). Dans le cas du Jura, nous avons effectué la restauration de l'arc en fixant la 'pin-line' au front du Jura (lignes traitillées verte et bleue au front du Jura sur la figure 5.3). Toutefois, le modèle ne couvrant pas toute la chaîne, nous avons dû utiliser une 'pin-line' temporaire que nous avons placé à la limite entre le Jura interne et le Jura tabulaire et qui est représentée par un traitillé rouge sur la figure 5.3.

7.2. RESULTAT DE LA RETRODEFORMATION

Une comparaison de la position des blocs dans les états déformé et restauré permet de reconstituer le champ de déplacement. La figure 7.3 montre le champ obtenu pour le Jura. Dans la partie sud-ouest, deux modèles sont représentés en fonction des déplacements miocènes attribués au front des Bauges. Comme nous l'avons expliqué plus haut, la géométrie actuelle de front des Bauges (fig. 6.9 et 7.2) fait l'objet de discussions (voir chapitre 6.5). Le chevauchement frontal est estimé entre 3 et 10 km pour une coupe à la hauteur de Chambéry (en carte, voir fig. 6.1). Ce chevauchement décroît vers le NE et disparaît au niveau de la terminaison nord-est de l'anticlinal du Semnoz (figures 6.9 et 7.2). Sur la figure 7.3 nous avons représenté deux modèles de raccourcissement en fonction des deux valeurs extrêmes de

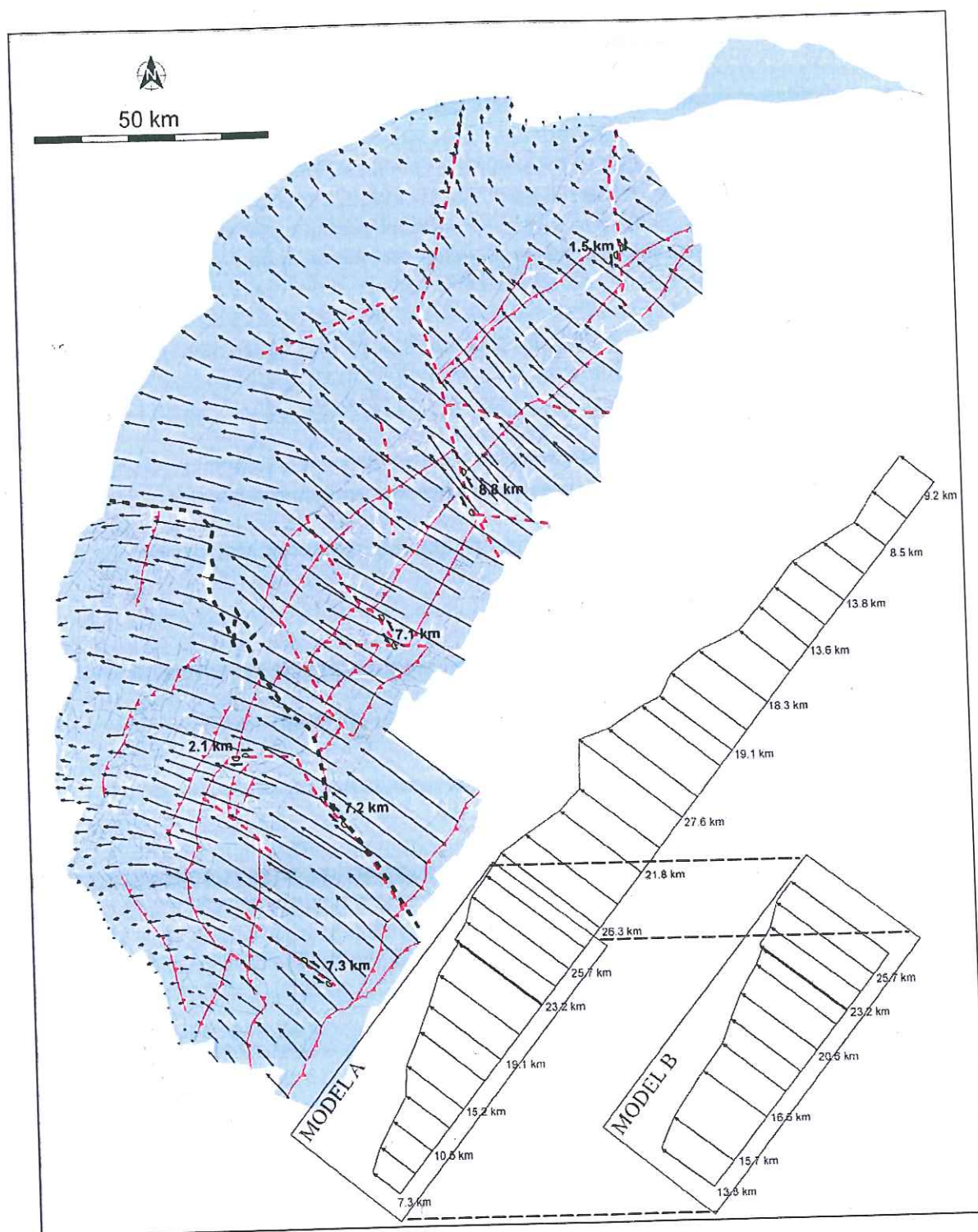


Figure 7.3. Etat rétrodéformé du modèle 3D et champ de déplacement associé. Plusieurs chevauchements (lignes rouges) ont été reportées dans leur géométrie restaurée pour montrer leur relation avec les vecteurs déplacement lors de l'initiation des déformations. Les décrochements sont indiqués par des lignes rouges traitillées. Le rejet maximal déterminé pour les décrochements de La Ferrière, Pontarlier, Morez, du Vuache, de Trébillet et de Culoz est également représenté. Les points de repère de part et d'autre des failles sont représentés par des demi-cercles jaunes. Les modèles A et B se rapportent à la figure 6.1. Commentaires: voir texte.

3 et 10 km. Dans les deux cas nous avons attribué la totalité du chevauchement aux déformations miocènes (i.e. du Jura), bien que la part de chevauchement liée aux déformations antérieures (Oligocène inférieur-Miocène) ne soit pas connue. Pour cette raison, les flèches de déplacement représentées sur les modèles A et B de la figure 7.3 sont des valeurs maximum des déplacements possibles. Ce choix permet de montrer que même dans le cas d'un chevauchement miocène important au front des Bauges, une chute de raccourcissement existe à l'arrière de la terminaison du Jura méridional. Il faut aussi remarquer que la composante de raccourcissement accommodée par le front des Bauges ne décroît pas linéairement en direction de la terminaison nord-est du Semnoz. Les modèles A et B impliquent tous deux une variation rapide du chevauchement de part et d'autre du décrochement de Montagny (fig. 7.2). Cette géométrie permet d'amortir le déplacement différentiel causé par le décrochement sénestre de Culoz (figures 5.2 et 7.2). De plus, elle est en accord avec l'observation que l'anticlinal du Revard (figures 6.9 et 7.2), au Sud du décrochement de Montagny, accommode plus de raccourcissement que l'anticlinal du Semnoz au Nord de cette faille. Toutefois, comme nous l'avons dit plus haut, une incertitude existe sur le rejet exact du chevauchement. Finalement, les vecteurs déplacement les plus internes des modèles A et B ont été reportés sur une ligne arbitraire pour représenter l'effet cumulé des déformations miocènes au front des Alpes. Les éléments les plus importants des champs de déplacement de la figure 7.3 sont les suivants:

1. Dans sa partie interne, le champ de déplacement est essentiellement unidirectionnel. Depuis le coin nord-est du modèle, les déplacements augmentent progressivement de 9 à 28 km à l'arrière des chevauchements du Mont-Tendre/Risoux (fig. 7.2). Plus vers le Sud-Ouest, ils conservent une valeur supérieure à 23 km avant de décroître rapidement à 7 km (pour le modèle A, 14 km pour le modèle B) à partir d'un point situé à l'arrière de la faille du Vuache. Ces déplacements impliquent que le bassin molassique suisse a subi une rotation horaire de 10° ou a accommodé un cisaillement e_s de :

$$e_s = 0.5 \tan 10 \cong 0.09$$

De façon similaire, nos résultats indiquent que le bassin molassique de Savoie à l'Ouest de la faille du Vuache a subi une rotation anti-horaire. La rotation dépend de la valeur retenue pour le rejet associé à la réactivation miocène du front des Bauges. Dans le cas du modèle A, le gradient de déplacement correspond à une rotation de 18° à l'arrière du chevauchement frontal des Bauges ou à un e_s de 0.16. Dans le cas du modèle B qui minimise le gradient de déplacement, la rotation est de 12° . De plus, il faut remarquer qu'un angle de cisaillement de 18° correspond à une extension longitudinale de 5%. C'est la déformation prédite à l'arrière du chevauchement frontal des Bauges, dans le cas où les déplacements différentiels ne correspondraient pas à une rotation rigide.

2. Les vecteurs déplacement deviennent perpendiculaires à la bordure externe du Jura. Le changement dans la direction des vecteurs est très progressif, en dehors des cas de partitionnement de la déformation associés à des failles décrochantes. Dans l'état restauré, les vecteurs déplacement sont partout perpendiculaires aux chevauchements. Dans le Jura méridional où a lieu le principal changement dans la direction des axes de pli, une composante de rotation substantielle (30° pour les plis les plus internes, voir ci-dessus) est observée. Dans l'état déformé et pour les plis internes, un angle allant jusqu'à 30° peut exister entre les vecteurs déplacement et une perpendiculaire aux axes de plis. Cette déviation pourrait être interprétée à tort comme une preuve que les plis ont été initiés à un angle élevé par rapport aux vecteurs déplacement. En réalité, dans l'état rétrodéformé, les

vecteurs déplacement sont pratiquement perpendiculaires à la géométrie restaurée des chevauchements, ce qui indique que les chevauchements ont subi une rotation passive lors des déformations à leur front. En dehors des plis les plus internes du Jura méridional qui ont subi une rotation passive pouvant aller jusqu'à 30°, le Jura peut être décrit comme un arc primaire car la géométrie des plis est généralement identique dans l'état déformé et restauré.

3. Le rejet de la faille du Vuache au niveau de sa terminaison sud-est est inférieur à 2 km. Ceci confirme que les anticlinaux de Mandallaz et de la Montagne d'Age forment une structure unique (fig. 7.2). Le rejet augmente rapidement au Nord de la Montagne du Vuache, ce qui indique que la faille du Vuache constitue une zone de relais entre les chevauchements dans les deux compartiments de cette faille. Ceci est également le cas des autres décrochements majeurs du Jura qui peuvent donc être considérés comme des failles de déchirement ('primary tear faults'). Sur la figure 7.3, le déplacement relatif de part et d'autre des failles décrochantes principales est représenté par des demi-ronds jaunes. Pour la faille de Pontarlier, le rejet maximum est de 8.8 km directement au Nord du chevauchement du Mont Tendre, puis il diminue rapidement à 3 km vers le nord. A la hauteur de Pontarlier, il garde une valeur de 1.3 km. Dans sa partie S le décrochement de Pontarlier se branche sur le chevauchement du Mont Tendre (fig. 7.2). Le déplacement le long de la faille de Pontarlier n'est cependant pas entièrement accommodé par ce chevauchement puisqu'il subsiste un rejet de 3.9 km vers le Sud. Ce résultat indique donc que le rejet de la faille de Pontarlier s'amortit considérablement sur le chevauchement du Mont Tendre mais qu'environ 4 km de rejet subsistent dans le bassin molassique.
4. Nos résultats indiquent que la terminaison méridionale du Jura correspond à une diminution significative du raccourcissement aussi bien dans le cas du modèle A que du modèle B. Le recul d'une centaine de kilomètres qu'on observe dans le front des déformations alpines miocènes, entre le faisceau d'Orgelet (OZ sur la fig. 3.2) et l'anticlinal de Chailles-Ratz (fig. 6.8), correspond bien à une diminution latérale du raccourcissement. Cette observation est en contradiction avec un modèle de champ de déplacement uniforme pour les déformations miocènes au front des Alpes. Ce dernier modèle prévoyait que la diminution latérale des déformations accommodées par le Jura était compensée par les chevauchements du front des Bauges et de la Chartreuse orientale [Philippe, 1994; Philippe, 1995] (voir figure 7.11). Il faut toutefois remarquer que le raccourcissement absorbé par le front des Bauges n'est pas suffisant pour compenser la diminution des déplacements dans le Jura méridional (section 6.5). D'autre part, le domaine de la Chartreuse orientale ne peut pas former de zone de relais avec le Jura méridional dans la mesure où les chevauchements associés apparaissent au Sud-Ouest du Jura méridional et non à l'arrière de celui-ci.

7.3. ROTATIONS RIGIDES A AXE VERTICAL: COMPARAISON AVEC LES DONNEES PALEOMAGNETIQUES

Comme le soulignent Hindle and Burkhard [1999], la formation d'un arc implique obligatoirement l'existence de rotations rigides. La localisation et la valeur de ces rotations dépendent cependant du champ de déplacement associé à l'arc. Une connaissance des valeurs et de la répartition des rotations rigides peut en principe permettre de déterminer le mode de formation d'un arc. Dans le cas du Jura et du bassin molassique, trois sources de données sont

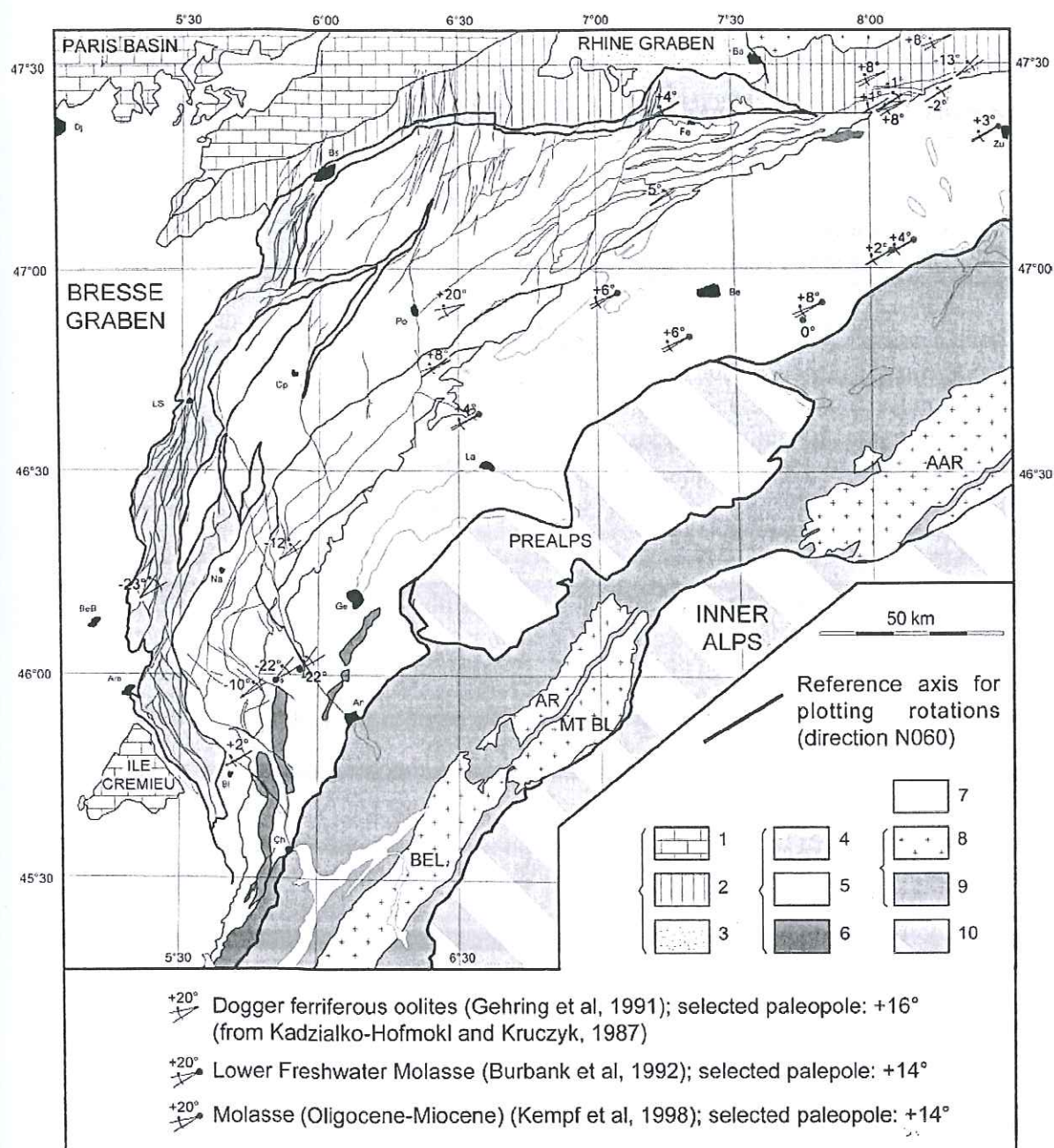


Figure 7.4. Rotations rigides à axe vertical compilées à partir des données paléomagnétiques pour le Jura et le bassin molassique. Données tirées de Burbank et al [1992] (points rouges), Gehring et al [1991] (points jaunes) et Kempf et al [1998] (points verts). Pour une meilleure représentation, les rotations sont reportées par rapport à une direction N060. La carte tectonique est tirée de Philippe [1995]. Légende: 1-3: domaine stable (1: couverture mésozoïque autochtone de la plateforme de Bourgogne, 2: couverture para-autochtone de la zone des Avant-Monts et du Jura tabulaire, 3: Remplissage tertiaire des grabens de la Bresse et du Rhin); 4-6: Chaîne du Jura (4: zone de chevauchements imbriqués (Faisceaux internes et externes), 5: Plateaux du Jura, 6: Jura interne), 7: dépôts du bassin molassique; 8-9: domaine subalpin (8: socle paléozoïque (BEL: Belledonne, AR: Aiguilles-Rouges, MT BL: Mont-Blanc), 9: couverture mésozoïque); 10: Alpes internes et Préalpes suisses. Villes: Am: Ambérieu-en-Bugey, An: Annecy, Ba: Basel, Be: Bern, BeB: Bourg-en-Bresse, Bl: Belley, Bs: Besançon, Ch: Chambéry, Cp: Champagnole, Dj: Dijon, Fe: Férette, Ge: Genève, La: Lausanne, LS: Lons-le-Saunier, Na: Nantua, Po: Pontarlier, Zu: Zürich.

disponibles pour les valeurs de déclinaison-inclinaison mesurées dans des échantillons du Dogger [Gehring et al., 1991], de la Molasse d'eau douce inférieure [Burbank et al., 1992] et de la Molasse en général [Kempf et al., 1998] (fig. 7.4). Dans le cas de la Molasse, le paléopôle retenu est intermédiaire entre les valeurs pour l'Oligocène et le Miocène publiées par Besse et Courtillot [1991], soit 14° à l'Est du pôle actuel. En ce qui concerne les données du Dogger, la valeur de 16° à l'Est du pôle actuel est tirée d'une compilation de données réalisée par Kadzialko-Hofmokr and Kruczyk [1987]. Sur la figure 7.4 les rotations sont reportées par rapport à une direction NE afin de mieux représenter un éventuel axe de symétrie entre rotations horaires et antihoraires.

Les valeurs obtenues indiquent l'existence de deux domaines cohérents de rotations horaires-antihoraires. Les données de Kempf et al [1998] montrent une faible rotation horaire du bassin molassique à l'Est de la faille du Vuache. A l'opposé, les données de Burbank et al [1992] montrent une rotation antihoraire de 22° à l'Ouest de cette faille. Les valeurs mesurées par Gehring et al [1991] confirment cette géométrie avec des valeurs horaires-antihoraires atteignant 20° . On observe donc un angle maximal d'environ 45° entre les valeurs horaires-antihoraires, ce qui est substantiel mais reste très inférieur aux 90° d'angle que forme l'arc du Jura.

Ces observations vont à l'encontre d'un champ de déplacement divergent dont la composante d'extension longitudinale serait entièrement décomposée le long des décrochements sénestres du Jura (modèle proposé par Gehring et al [1991] par exemple, figure 7.5). L'interprétation fondamentalement différente de Gehring et al [1991] repose sur une moyenne de l'ensemble des données du Jura plissé qui, à notre avis, masque la symétrie des valeurs horaires-antihoraires (figure 7 de Gehring et al [1991]).

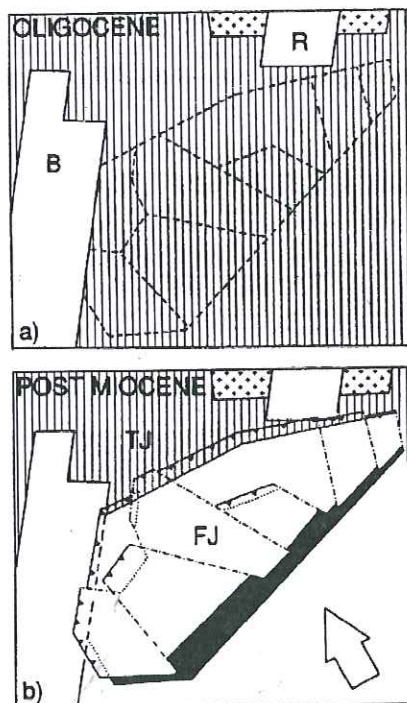


Figure 7.5. Modèle de formation de l'arc du Jura par des translations rigides blocks, tiré de Gehring et al [1991]. Dans ce modèle, la composante d'extension longitudinale associée aux mouvements divergents des blocs est entièrement décomposée le long des décrochements sénestres. Ce modèle ne comporte pas de rotations à axe vertical. a) Etat avant la déformation. b) Etat déformé. B = Graben de la Bresse, R = Graben du Rhin, TJ = Jura tabulaire, FJ = Jura plissé.

7.4. COMPARAISON AVEC DES MODELES ANTERIEURS

Dans les travaux antérieurs, deux approches distinctes ont été utilisées pour analyser la formation de l'arc du Jura. La première approche a consisté à quantifier les déformations en utilisant des restaurations en plan du Jura, la deuxième a utilisé les relations entre les contraintes et la déformation pour essayer de déduire le mécanisme de formation de l'arc du Jura.

7.4.1. L'approche de la rétrodéformation régionale.

Des restaurations régionales en plan du Jura ont été proposées par Laubscher [1961] et Philippe [1995]. La figure 7.6 montre le champ de déplacement proposé par Laubscher [1961]. Il est intéressant de remarquer que cet auteur a déterminé une rotation de 7° antihoraire pour le bassin molassique à l'arrière de la partie NE de l'arc du Jura, ce qui est très proche des 10° que nous avons déterminé.

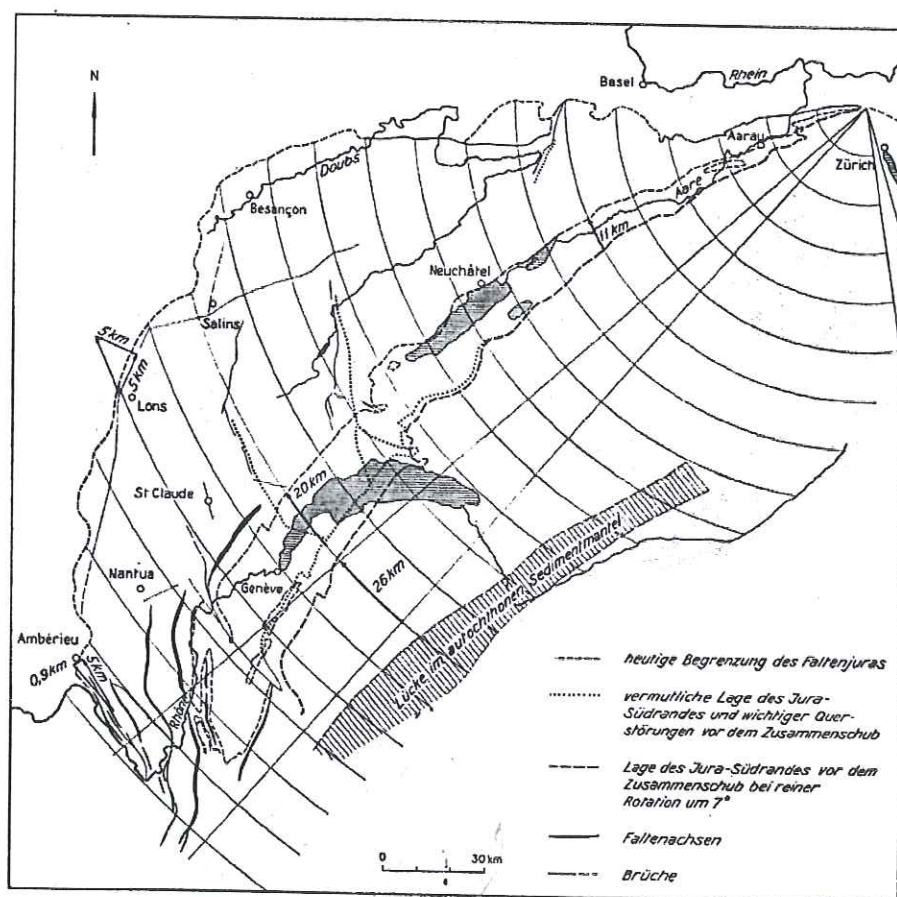


Figure 7.6. Champ de déplacement proposé par Laubscher [1961]. Le champ de déplacement correspond à la partie des arcs de cercle située entre les deux rayons à l'arrière du lac Léman.

On peut aussi observer que notre champ de déplacement, bien que beaucoup plus détaillé, est proche de celui obtenu par Philippe [1995] pour le Jura méridional (fig. 7.11). Une même

divergence des directions de déplacement est observée dans les déplacements en direction de l'avant-pays et l'intensité des déplacements est très similaire. Jusqu'à présent, le travail de Philippe [1995] était la seule tentative de restaurer tout l'arc du Jura. La restauration de Laubscher [1961] ne couvrait pas le Jura méridional où le changement principal est observé dans la direction des structures. La méthode utilisée par Philippe [1995] est de type 'bloc mosaïc' et pseudo-tridimensionnelle (voir chapitre 1). Dans ce cas, des valeurs de raccourcissement déduites de l'équilibrage de coupes sont attribuées à des 'patches'. L'assemblage des blocs a ensuite été effectué séparément pour deux régions et les deux résultats ainsi obtenus assemblés dans une deuxième étape. Dans le cas de la restauration de Philippe [1995], l'assemblage des deux régions a provoqué des zones de recouvrements importantes au centre de l'arc, ce qui a obligé cet auteur à réarranger les blocs de manière arbitraire (voir chapitre 1, fig. 1.3). Notre propre restauration n'a pas rencontré ce problème, probablement parce que le modèle initial plus détaillé a permis une meilleure quantification des déformations. De manière paradoxale toutefois, les deux études donnent des résultats assez comparables parce que le centre de l'arc du Jura méridional coïncide avec une zone d'extension longitudinale importante accommodée par les failles du Vuache et de Trébillet (fig. 7.2). Dans ce sens, l'extension longitudinale introduite de façon artificielle par Philippe [1995] peut être justifiée sur le terrain.

7.4.2. L'approche basée sur les relations contraintes-déformations.

La deuxième approche utilise le champ des paléocontraintes déterminé à partir des indicateurs cinématiques mesurés sur le terrain (stylolithes, données de failles-stries, figures de pression-dissolution sur des galets, ...). Cette deuxième approche consiste à modéliser la direction des



Figure 7.7. Modèle statique de l'état des contraintes sous l'effet de l'indentation d'un bloc rigide. D'après Laubscher [1972].

paléocontraintes et des marqueurs de la déformation sur la base: 1) d'un état de contrainte instantané [Homberg et al., 1999; Laubscher, 1972] (fig. 7.7) ou 2) d'un calcul de la déformation finie pour un champ de déplacement donné [Hindle et al., 2000] (fig. 7.8).

L'approche de Hindle et al [2000] est plus sophistiquée car elle intègre l'effet de l'accumulation des déformations incrémentales au cours du temps (fig. 7.8). Pour un champ de déplacement parallèle basé sur les travaux de Philippe [1995], ces auteurs calculent la déformation plane finie associée sur la base d'une déformation continue. Le fait que leur dérivation mathématique de la déformation pour un champ de déplacement donné se base sur la mécanique des milieux continus a de fortes implications. La validité de tels calculs peut être mise en cause dans le cas des chaînes d'avant-pays comme le Jura, où 80% de la déformation est accommodée par des déformations discontinues (chevauchements et décrochements). Pour cette raison, l'approche basée sur l'observation et la quantification de la déformation nous semble la plus susceptible d'apporter de nouveaux éléments dans le domaine de la formation des chaînes arquées.

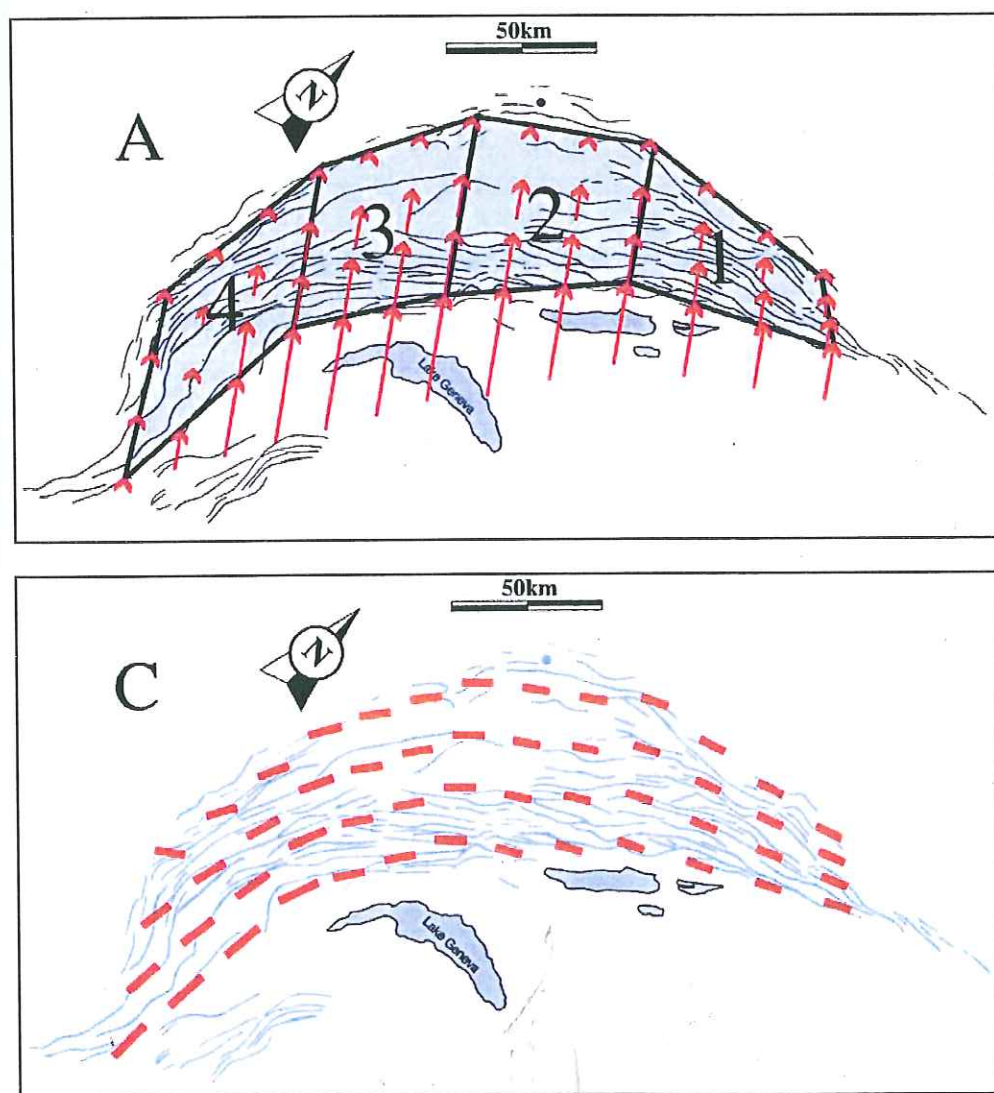


Figure 7.8. Modèle de formation du Jura dans un champ de déplacement unidirectionnel, tiré de Hindle et al [2000]. *En haut*: vecteurs déplacement utilisés pour calculer les valeurs de déformation finie. *En bas*: grands axes des ellipses de déformation, en rouge, comparés avec la direction des axes de plis, en bleu.

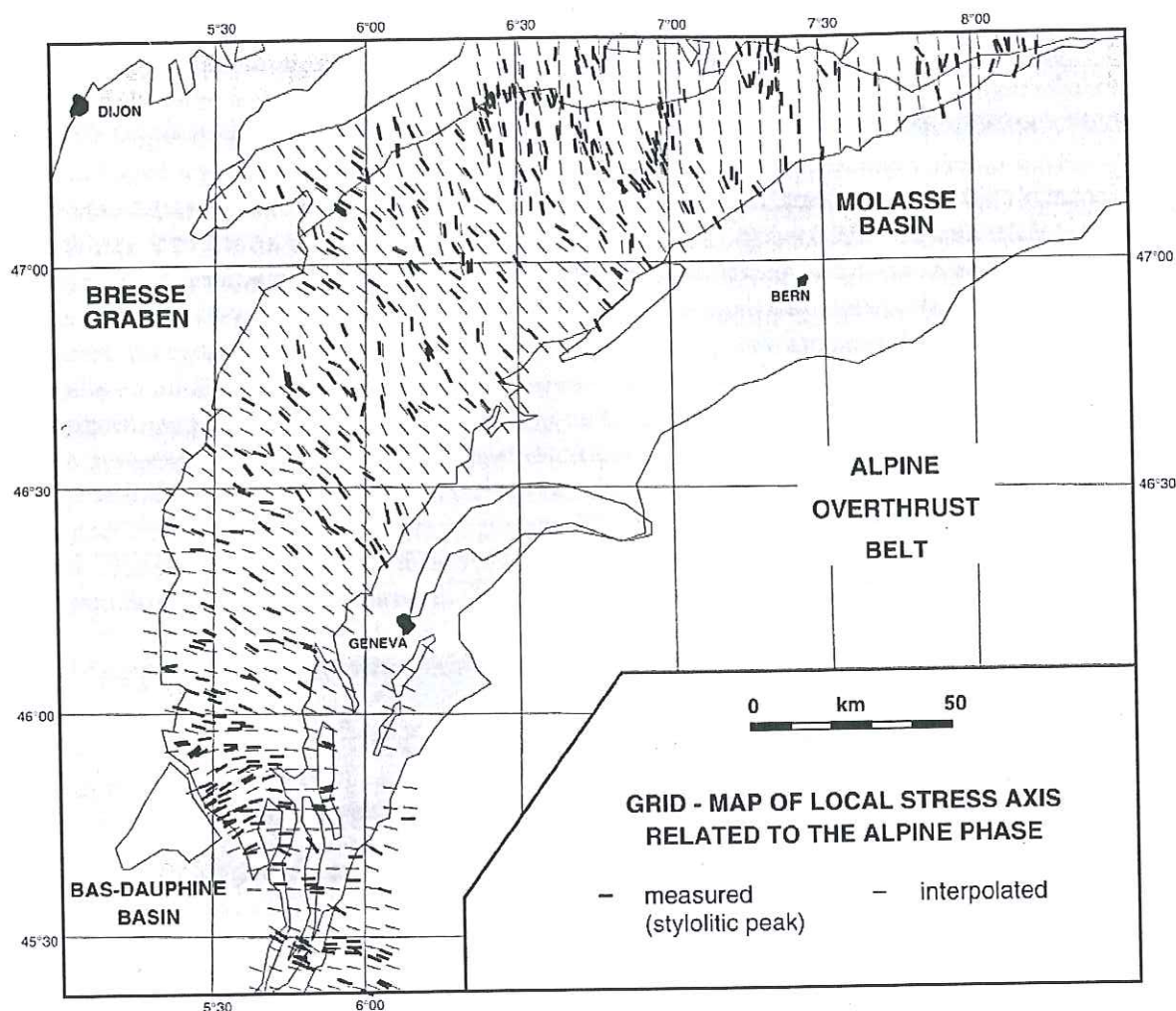


Figure 7.9. Directions des axes σ_1 des paléocontraintes mio-pliocènes déterminées à partir des mesures de stylolithes. Compilation effectuée par Philippe [1995] à partir des données de Meier [1984], Philippe [1994, 1995], Plessman [1972] et Tschanz [1990].

Le champ des paléocontraintes du Jura est bien documenté et montre des trajectoires radiales [Hindle and Burkhard, 1999; Homberg et al., 1999; Laubscher, 1972; Philippe, 1995] (fig. 7.9). Hindle et Burkhard [1999] ont montré qu'un champ de déplacement unidirectionnel dont l'intensité varie latéralement peut créer des déformations obliques aussi bien qu'un champ de déplacement divergent. De plus, ces auteurs ont montré que des rotations à axe vertical et une extension parallèle à l'arc existent dans les deux cas. L'approche originale de ces auteurs a été de souligner que des déplacements unidirectionnels dans une zone oblique produisaient des déformations fortement obliques aux déplacements dès l'initiation de la déformation. Toutefois la distribution des rotations et de l'extension longitudinale est fondamentalement différente entre un champ de déplacement unidirectionnel et un champ divergent (figures 1.1b et 1.1c). Dans un modèle de cisaillement simple, l'extension parallèle à l'arc diminue avec le gradient de déplacement en direction de l'avant-pays. En effet un gradient de déplacement parallèle au transport existe toujours lorsqu'un déplacement est accommodé dans une zone déformée. Pour cette raison, le cisaillement le plus important est situé dans la partie interne du

modèle de la figure 1.1c. De la même manière, des déplacements divergents ne conduisent pas à une simple augmentation de l'extension longitudinale vers l'avant-pays. Comme dans le cas du modèle en cisaillement simple, la partie extérieure de l'arc correspond à une ligne de déformation horizontale nulle ('zero horizontal strain'), ou ligne 'neutre', puisqu'elle coïncide avec la limite frontale des déformations [Ferrill and Groshong, 1993]. Cette ligne n'est pas fixe mais avance pendant la propagation de la déformation. Dans le cas de déplacements divergents, l'extension longitudinale augmente donc en direction de l'avant-pays puis diminue vers la ligne 'neutre'. Dans ce cas la distribution de l'extension longitudinale dépend aussi de l'importance des rotations rigides. Si la divergence est associée à une rotation limitée par une faille (fig. 1.4b), l'extension longitudinale est accommodée par la faille décrochante et diminue en direction de l'extrémité de la faille pour autant qu'un gradient de déplacement parallèle au transport existe. Notre travail de restauration montre qu'une grande partie de l'extension longitudinale nécessaire pour former l'arc du Jura est accommodée par des déplacements différentiels le long des décrochements majeurs. A l'opposé du modèle de Hindle et al [2000] qui implique une extension longitudinale de 50% pour les plis les plus internes du Jura méridional, notre champ de déplacement prédit une extension latérale très limitée (5%) à cet endroit. Une extension longitudinale de 50% n'est clairement pas observée dans le Jura méridional.

L'utilisation de critères d'ajustage des blocs lors de la rétrodéformation (voir section 7.1.3) permet de déterminer la direction des déplacements de façon indépendante. Dans la suite du texte, nous comparons les directions de déplacement déduites de la rétrodéformation du Jura avec les données de terrain.

7.5. DIRECTION DE TRANSPORT DANS LE JURA MERIDIONAL

Comme nous l'avons dit plus haut, un travail de restauration peut permettre de déterminer la direction et l'intensité des vecteurs translation à l'origine d'une structure oblique. Dans le cas du Jura méridional, les axes de plis régionaux sont orientés N-S à NNW-SSE, ce qui conduirait à postuler une direction de déplacement vers l'W-WNW. En comparaison, selon le modèle de Hindle et al [2000] (fig. 7.8), la direction des déplacements est constante dans le Jura méridional, avec une direction NW, ce qui implique l'existence d'une déformation répartie (« distributed strain ») qui accommoderait une extension longitudinale très importante dans le Jura méridional (jusqu'à 50% pour la partie interne du Jura méridional). Il faut souligner que l'échelle de travail est une question centrale de la rétrodéformation. L'existence d'une déformation répartie qui n'est pas prise en compte lors de la restauration peut complètement fausser le résultat final. Dans les cas qui peuvent être étudiés sur le terrain, ce problème peut être résolu par l'observation directe. Dans le cas du Jura, le modèle théorique proposé par Hindle et al [2000] et basé sur un champ de déplacement quasi unidirectionnel implique l'existence d'une telle déformation répartie, sous la forme de failles décrochantes parallèles à la direction de transport postulée (« transport parallel simple shear »). Si de telles failles décrochantes existent incontestablement (faille de Culoz (figures 5.2 et 7.2), failles de la bordure W du synclinal de Hauteville, ...), elles ne doivent pas être confondues avec les chevauchements du faisceau externe du Bugey ('Bugey zone' sur la fig. 3.2). Comme le souligne Philippe [1994], les données de terrain indiquent que ces failles correspondent à des rampes frontales et non des rampes obliques :

« The main result of the field study is that the transfer zone corresponding to the Bugeysan Faisceaux does not reveal any strike-slip component, but is characterized by a succession of

thin thrust sheets striking N140° (i.e. parallel to the transverse zone), and displaying an unambiguous southwestwards tectonic transport. Furthermore, the tectonic contacts separating these thrust sheets can be followed laterally over the oblique zone from NW to SE. No significant transpressive deformation has been pointed out along reverse fault planes, as demonstrated by microtectonic analysis. »

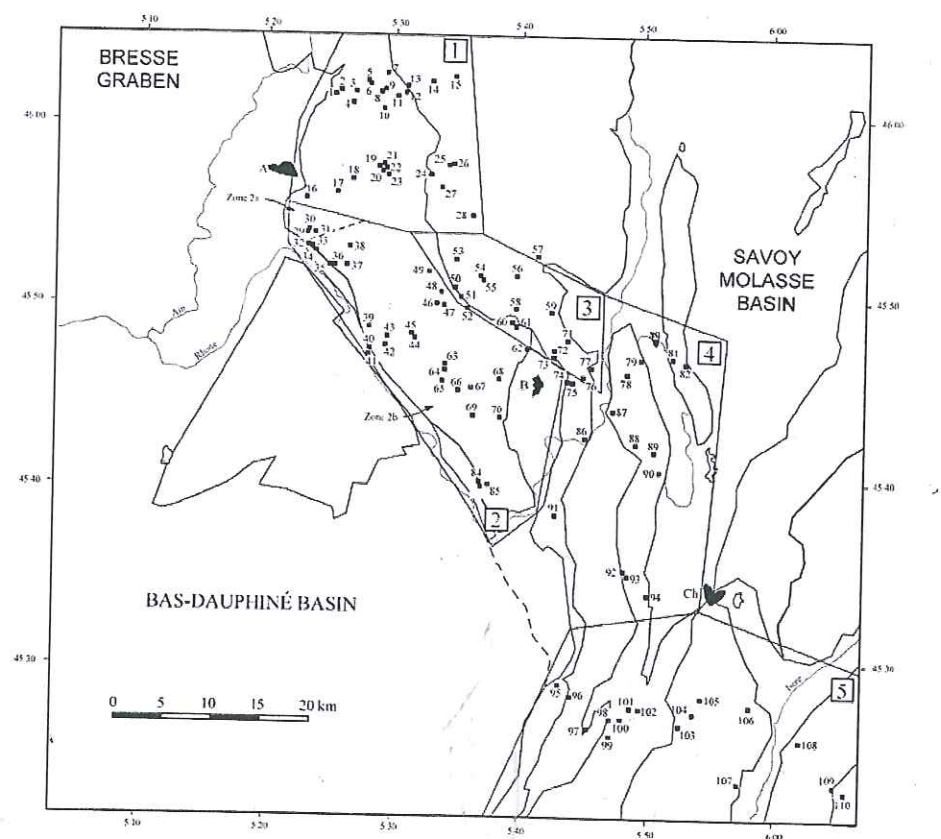
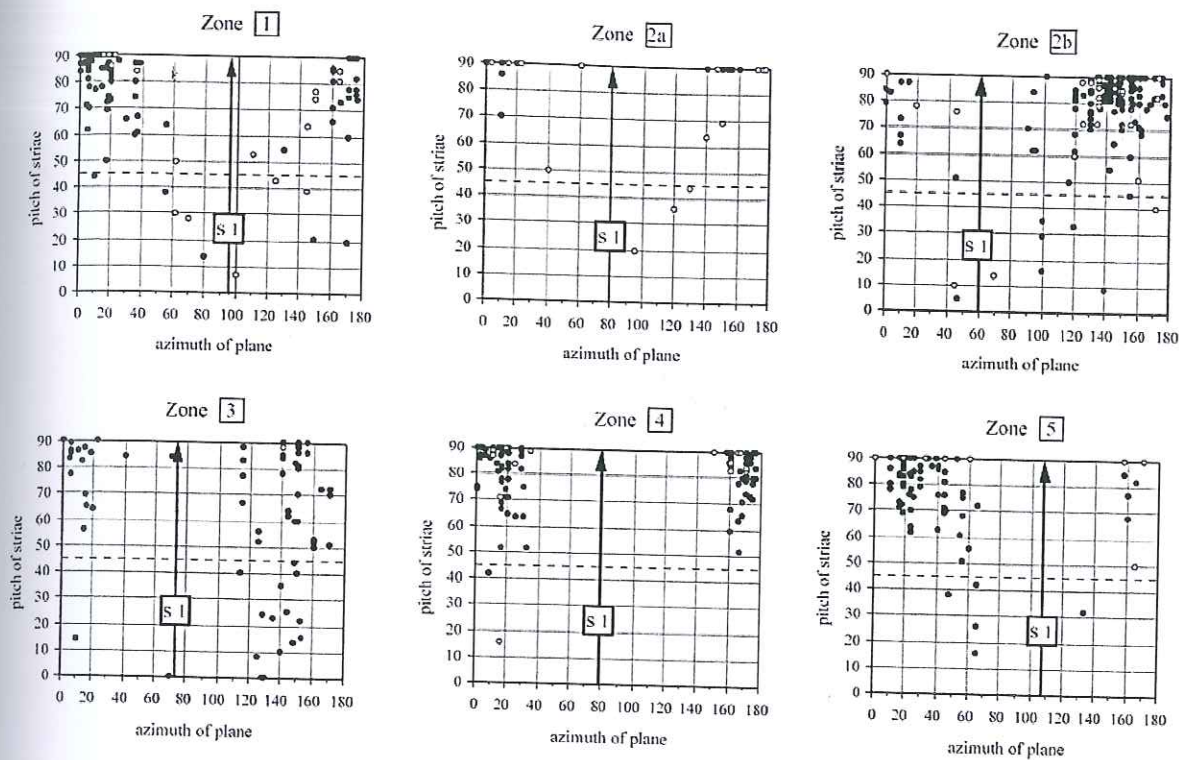
Les données microtectoniques mesurées par Philippe [1995] indiquent en effet que la déformation est coaxiale dans le Jura méridional. La figure 7.10 montre des diagrammes du 'pitch' en fonction de la direction des chevauchement ou des plans de stratification. Il apparaît clairement que la composante de 'dip slip' est dominante. Les stéréoplots de failles-stries que nous n'avons pas reproduit ici (voir Philippe [1995], chapitre II, partie I, p. 53 et suivantes) montrent des chevauchements vers l'WSW-SW avec un 'pitch' proche de 90° ainsi qu'un système conjugué de décrochements subverticaux associés à un σ_1 de direction WSW-SW. En revanche, des stries indiquant une déformation transpressive sont quasi inexistantes.

Le résultat final obtenu par Philippe [1995] pour le Jura méridional montre en effet des déplacements vers le SW au niveau du faisceau du Bugey (fig. 7.11). Toutefois ce résultat a été obtenu en répartissant l'extension longitudinale liée à la formation de l'arc de façon arbitraire. En effet le travail de Philippe [1995] a été réalisé en deux étapes. Dans un premier temps, des coupes perpendiculaires aux structures ont été restaurées et les valeurs de raccourcissement attribuées à des blocs limités par des chevauchements et des décrochements (méthode des 'block mosaic'). Dans un deuxième temps, les blocs restaurés se chevauchant au centre de l'arc, l'auteur a simplement éliminé les recouvrements par une translation des blocs de la partie NE du modèle, i.e. les blocs au NE de la faille du Vuache. Dans ce modèle, la faille du Vuache aurait subi une translation vers l'W lors de la formation du Jura. Dans ce cas, le problème de l'extension latérale nécessaire à la formation de l'arc du Jura n'est par ailleurs pas résolu puisqu'il est simplement reporté vers le NE. Par une modélisation plus détaillée des structures, notre travail permet de localiser et quantifier l'extension latérale qui n'est pas obligatoirement concentrée au centre de l'arc. Le résultat obtenu montre en effet que le champ de déplacement au NE de la faille du Vuache est parallèle et non oblique à cette faille (voir chapitre 7.2).

Il est important de remarquer que des axes de la déformation finie qui ne sont pas coaxiaux avec les vecteurs de déplacement n'indiquent pas obligatoirement une déformation non-coaxiale (transpressive). Une comparaison du champ de déplacement du Jura avec l'état rétrodéformé montre que les chevauchements les plus internes ont été initiés presque perpendiculairement aux vecteurs déplacement (fig. 7.3). Ces chevauchements ont par la suite subi une rotation lors de la divergence des déplacements à leur front.

Si les observations de terrain indiquent qu'une déformation de 'wrenching' doit être exclue dans le Jura méridional, de nombreux cas de transpression existent néanmoins dans le Jura. Ces cas sont généralement associés au passage d'un anticlinal sur une rampe oblique ou simplement à un gradient de déplacement sur une rampe frontale. Les critères utilisés pour identifier ces deux cas sont exposés dans la section 1.2. Dans la suite du texte, nous présentons plusieurs cas de structures obliques associées à un cisaillement parallèle au transport.

Page suivante : Figure 7.10. En haut: Diagrammes 'pitch' des stries vs direction des chevauchements (cercles) ou plans de stratification (ronds noirs). Tiré de Philippe [1995]. En bas: localisation des sites et des zones de mesure.



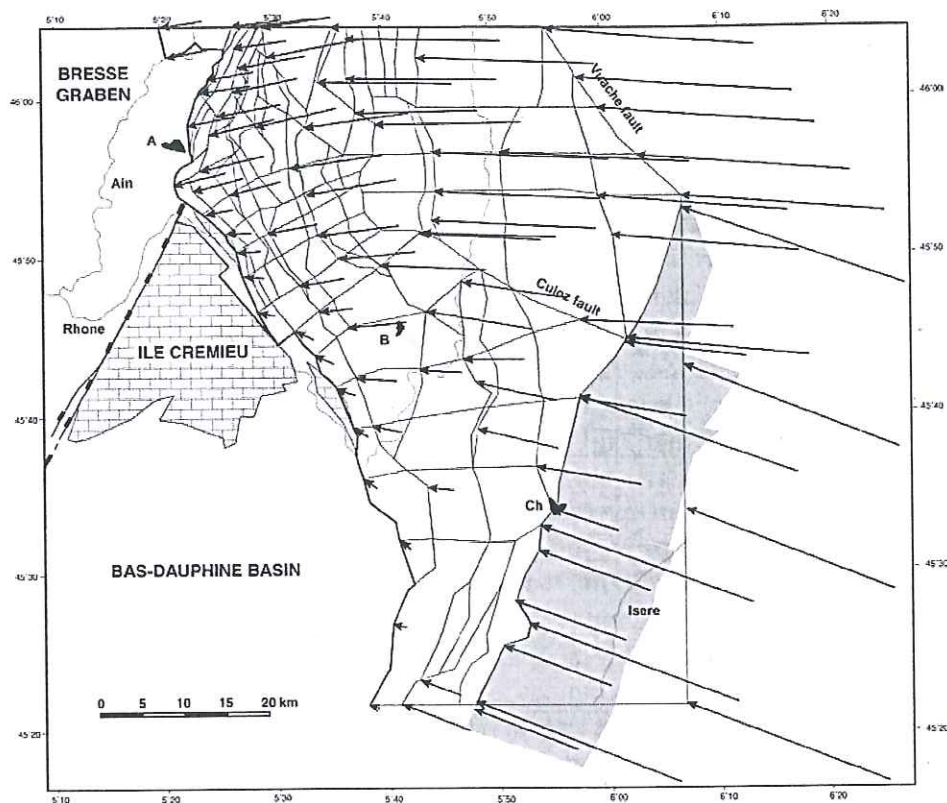


Figure 7.11. Champ de déplacement déterminé par Philippe [1995] pour le Jura méridional. La zone vert-bleu indique le chevauchement retenu par l'auteur pour les déformations miocènes au front des Bauges. On remarquera la valeur importante de chevauchement attribuée par l'auteur à la composante miocène de chevauchement au front des Bauges (16 km à la hauteur de Chambéry (Ch)).

7.6. QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION INTERNE PAR CISAILLEMENT SIMPLE DANS LES ZONES OBLIQUES DU JURA

Dans la nature, la continuité latérale des axes de plis est interrompue par des changements que nous appellerons 'zones obliques'. Une zone oblique peut se former par cisaillement simple dans un champ de déplacement unidirectionnel ("transport parallel simple shear"). A une échelle d'étude régionale, une telle déformation hétérogène peut être faussement interprétée comme une variation continue dans la direction d'un axe de pli. Afin de quantifier une éventuelle composante de cisaillement simple dans les zones obliques, nous avons comparé les directions d'axes de pli à des échelles régionale et locale pour des anticlinaux du Jura interne dans la région de Neuchâtel. L'axe de pli à l'échelle locale est donné par les pôles de la stratification plissée et l'axe à l'échelle régionale par la direction de l'axe du pli sur une carte géologique. Les résultats obtenus sont comparés avec ceux publiés par Tschanz and Sommaruga [1993] sur la figure 7.12.

Parmi les plis représentés sur la figure 7.12, les anticlinaux de Noiraigue (localisation : fig. 7.2 ; stereoplot b sur la fig. 7.12) et de Chaumont (localisation : fig. 7.2 ; stereoplot h sur la fig. 7.12) constituent des structures très obliques par rapport à une direction moyenne des axes

de pli (N055°). Les directions de ces axes de plis varient respectivement de 57° horaire et 37° antihoraire par rapport aux structures cylindriques majeures environnantes. Dans le cas de l'anticlinal de Chaumont, cette obliquité s'explique entièrement par une déformation en

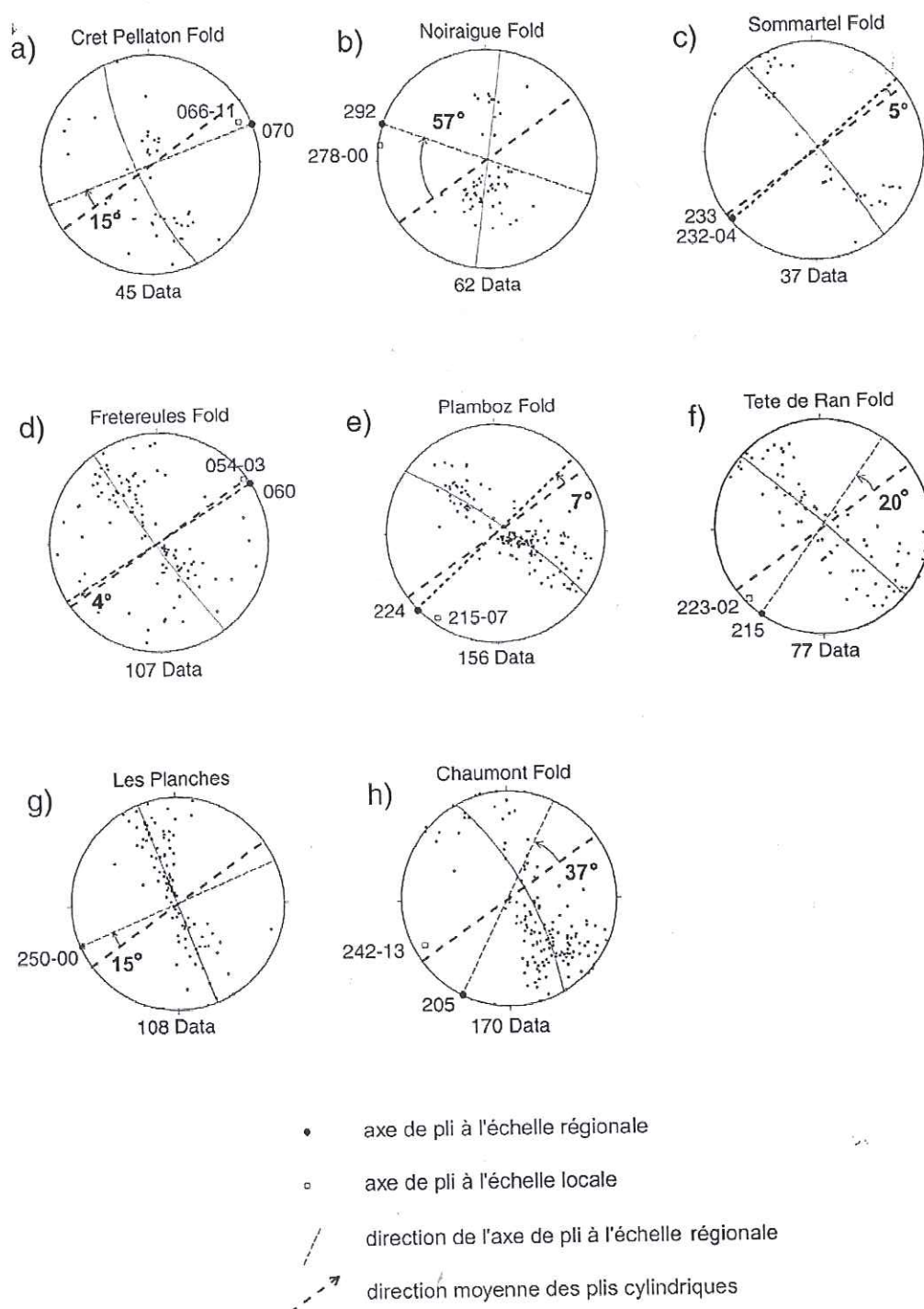


Figure 7.12. Stéréoplots (hémisphère inférieure) des pôles de la stratification pour huit plis plurikilométriques du Jura aux environs de Neuchâtel (Jura Interne). Les stéréoplots f), g) et h) sont tirés de Tschanz and Sommaruga [1993]. A l'échelle régionale, certains de ces plis sont très obliques par rapport à la direction moyenne des plis, indiquée par une ligne traitillée de direction N055°. L'angle entre ces deux directions est alors reporté sur le stéréoplot. Dans certains cas (a), f), h)), cette obliquité s'explique par un effet d'échelle puisque, à l'échelle locale, la direction des axes de plis déterminée par la stratification est proche de la direction moyenne des plis.

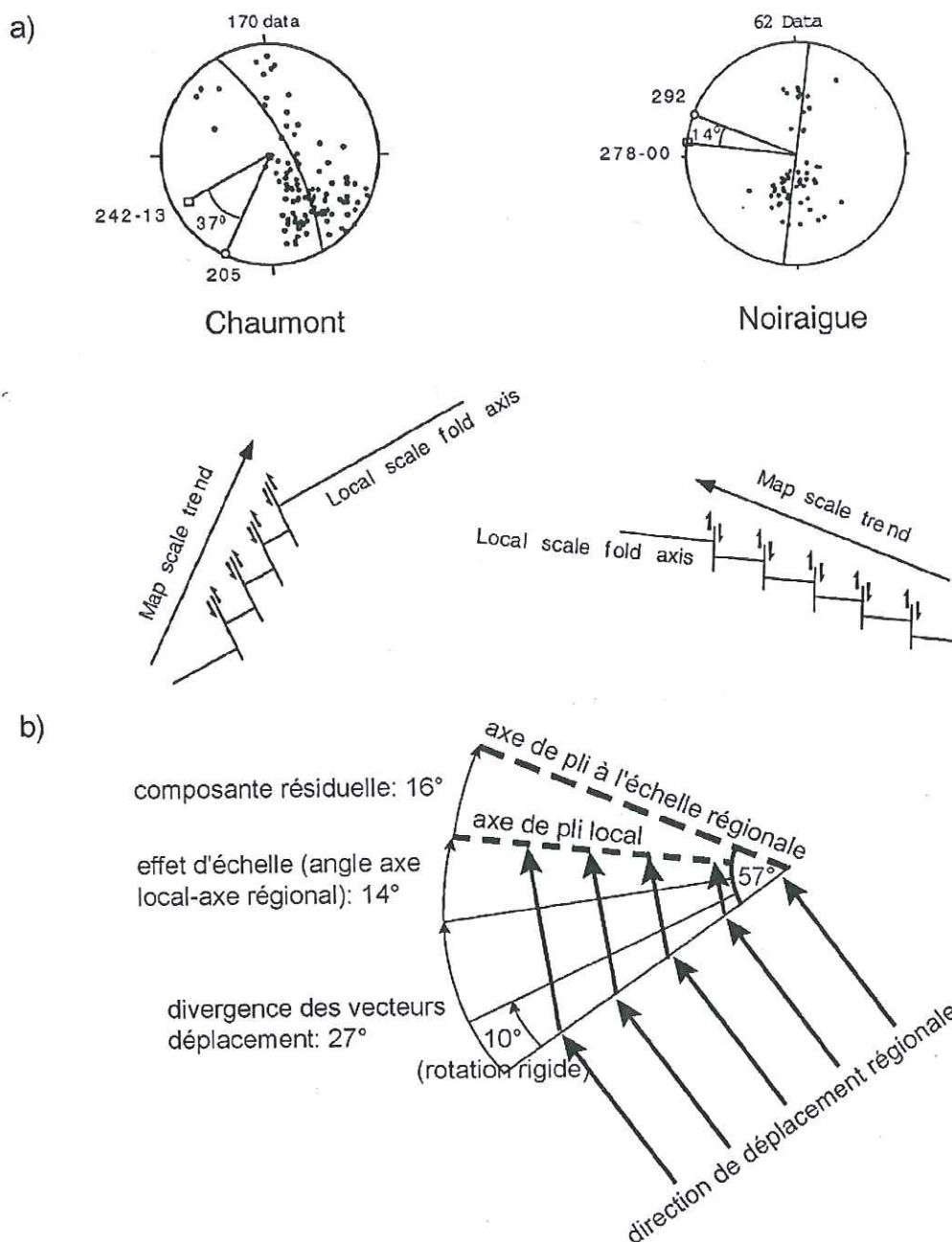


Figure 7.13. a) Schéma de l'effet d'échelle qui provoque une différence entre les axes de pli régionaux et locaux pour les anticlinaux de Chaumont à gauche, et de Noiraigue à droite. b) Schéma expliquant la formation de la structure oblique de Noiraigue à partir d'un champ de déplacement régional. Commentaires : voir texte.

cisaillement simple qui peut être attribuée à une famille de failles de direction NNW (fig. 7.13a). En revanche dans le cas de l'anticlinal de Noiraigue seul 14° des 57° peuvent s'expliquer par un cisaillement simple parallèle au transport (fig. 7.13a). Les résultats de la rétrodéformation indiquent cependant qu'il existe une divergence de 27° entre les vecteurs déplacement à cet endroit et la direction de transport régionale (fig. 7.13b). La rétrodéformation indique également que sur ces 27° , 10° correspondent à une rotation rigide. Sur les 57° d'obliquité observés dans l'état déformé, seuls 16° restent inexpliqués (fig. 7.13b). Ils pourraient correspondre à une obliquité qui existait dès l'initiation du chevauchement associé au pli-rampe de Noiraigue (cas d'une rampe oblique).

Cet exemple montre que trois mécanismes participent à la formation de la zone oblique de Noiraigue: 1) une composante de cisaillement parallèle au transport, 2) un partitionnement du déplacement selon deux directions de transport et 3) une composante de rotation à axe vertical. Ces trois mécanismes de déformation sont décrits plus en détail dans la section 1.2. L'importance relative de ces mécanismes semble varier dans d'autres zones obliques du Jura. L'anticlinal de Chaumont peut ainsi être entièrement expliqué par un cisaillement simple (fig. 7.12h). Comme le soulignent Hindle and Burkhard [1999], des déformations parfaitement homogènes à l'intérieur d'une zone oblique peuvent être opposées à des blocs parfaitement rigides affectés par des rotations entre des failles discrètes. Dans ce deuxième cas, l'importance des rotations dépend fortement de la géométrie et de la hiérarchie des failles à l'intérieur du réseau de failles. La relation entre déformation homogène et failles discrètes est cruciale parce qu'une répartition de la déformation entre ces deux composantes peut réduire considérablement les rotations rigides.

7.7. SIMULATION D'UNE DEFORMATION CONTINUE A PARTIR DU CHAMP DE DEPLACEMENT.

A partir du champ de déplacement obtenu, on peut déterminer les ellipsoïdes de la déformation finie pour des éléments triangulaires. Le programme T3RAWDATA [Hindle, 2002] calcul les ellipsoïdes pour chaque triangle défini par les six coordonnées X,Y de ses trois « vertices » dans l'état rétrodéformé et les six coordonnées dans l'état déformé. La figure 7.14, tirée de Hindle [2002], montre quatre modes de déformation d'un triangle de coordonnées initiales (0,0 ; 0,1 ; 1,0) et après transformation (a,b ; c,d ; e,f) (fig. 7.14a). Les figures 7.14b, c) et d) donnent des exemples de cisaillement simple, de cisaillement pur et de déformation hétérogène, respectivement. Pour chaque déformation, le gradient de déformation (ou matrice jacobienne) et le tenseur de déformation sont indiqués dans les colonnes de droite F et B respectivement. Les valeurs des axes principaux de l'ellipsoïde correspondant sont également indiquées.

Dans le cas du Jura, nous avons utilisé la routine « triangulate » de GMT [Wessel and Smith, 1995] pour effectuer une triangulation de Delauney des nœuds du réseau déformé (fig. 7.15). Ce type de triangulation relie les nœuds de telle façon à obtenir des triangles les plus équilatéraux possibles. Finalement, nous avons calculé le centre de gravité de chaque triangle et reporté l'ellipse correspondante (annexe III). Sur la carte de l'annexe III, les cercles de références sont représentés en rouge.

L'annexe III montre que le passage d'un modèle discontinu à un modèle continu rencontre des problèmes d'échelle. Comme le montre la figure 7.16 tirée de Hindle [2002], les triangles

dont les nœuds sont situés de part et d'autre de décrochements majeurs ou de chevauchements kilométriques conduisent à des valeurs d'ellipticité très importantes. Dans le cas des chevauchements internes du Jura, le programme T3RAWDATA ne trouve pas de solution numérique pour certains triangles. Dans ce cas, il faudrait adapter la taille des triangles suivant la géométrie et l'intensité des déformations. Pour des raisons de temps, nous ne pouvons effectuer un tel travail. En conclusion, notre simulation montre les limitations d'un modèle de déformation continu pour simuler un domaine de déformation discontinu.

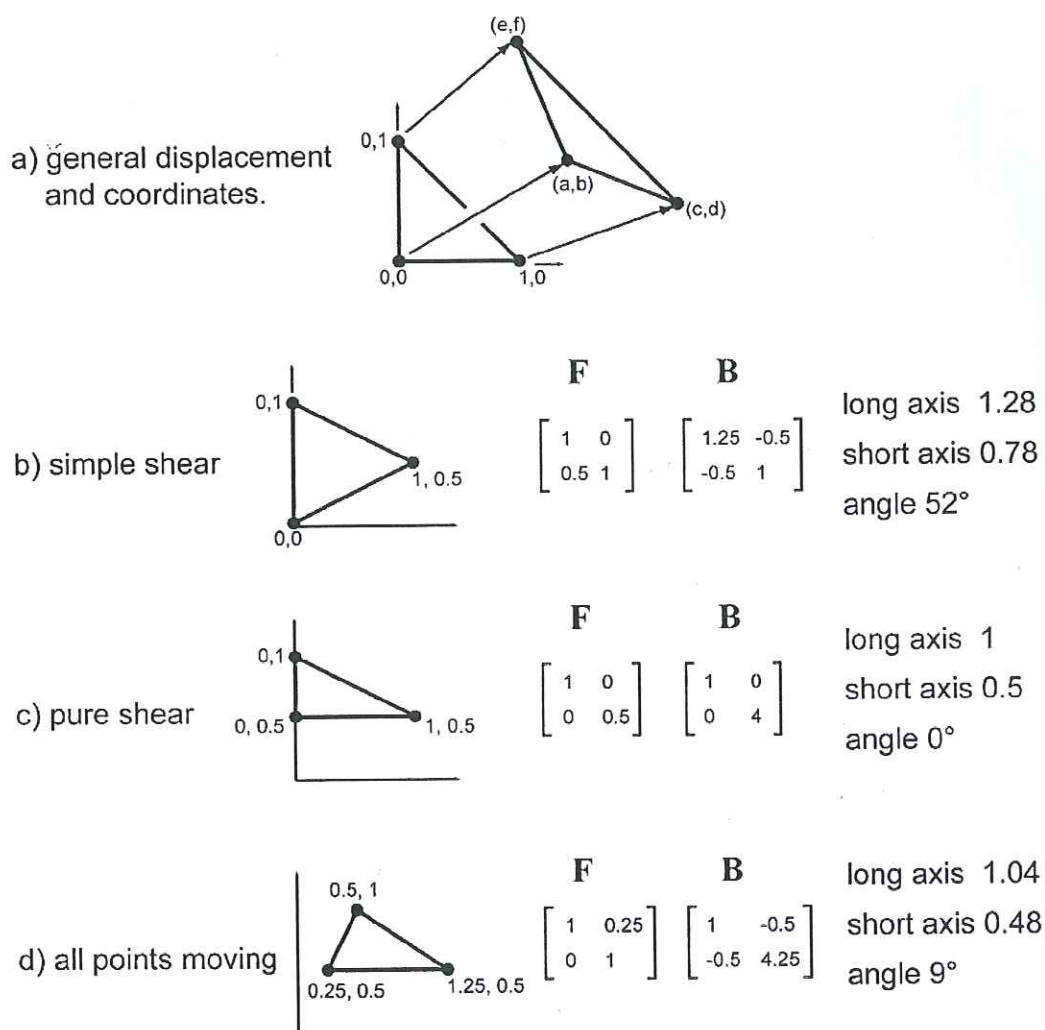


Figure 7.14. a) Déformation d'un triangle rectangle de coordonnées initiales (0,0 ; 0,1 ; 1,0) en un triangle de coordonnées (a,b ; c,d ; e,f). b-d) Trois exemples de déformation appliquée au triangle et les gradients de déformation (F) et tenseurs de déformation (B) associés. Les valeurs des axes principaux des ellipsoïdes sont également figurées. Figure tirée de Hindle [2002].

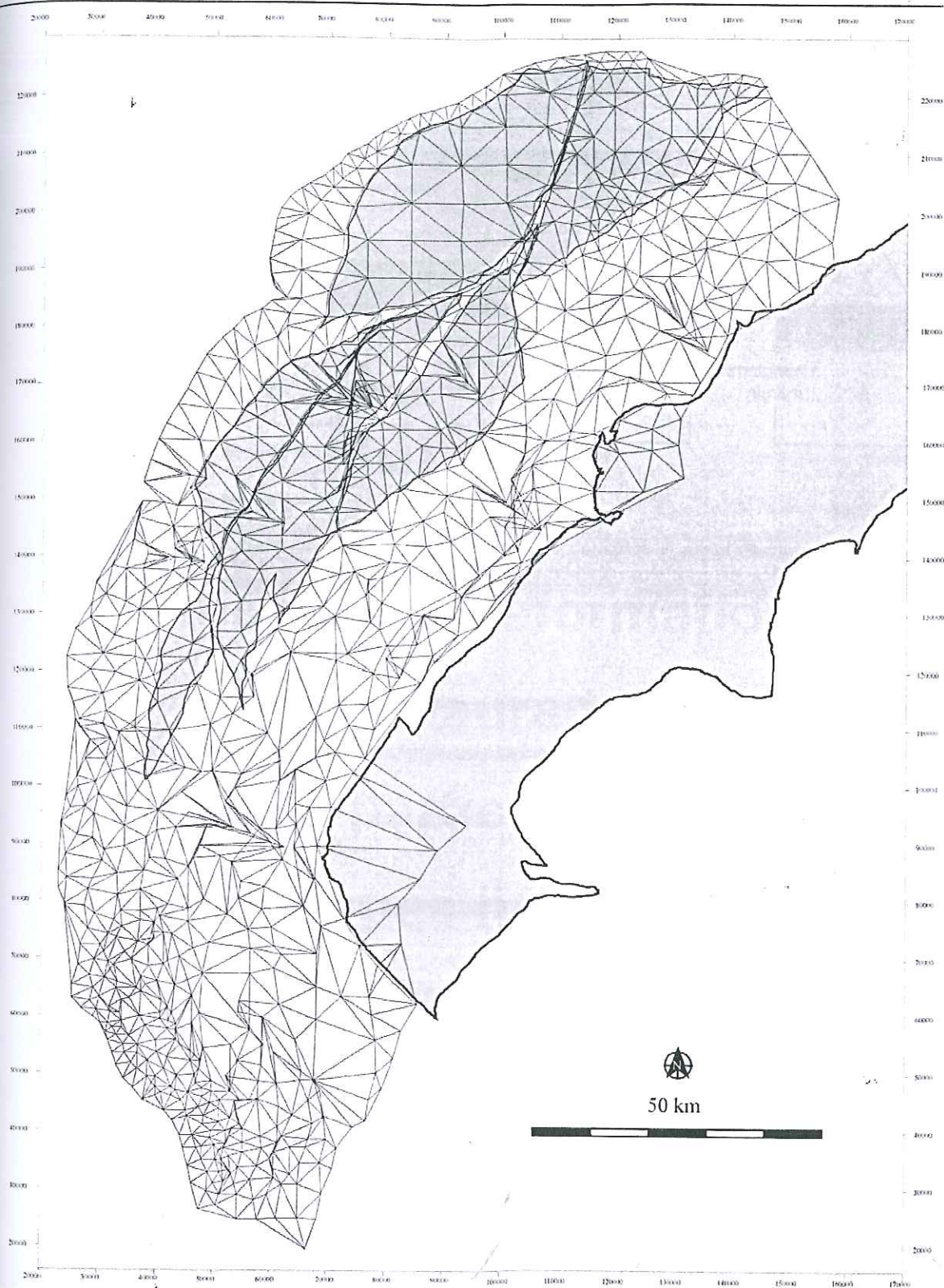


Figure 7.15. Triangulation des points du modèle dans l'état déformé. Le bassin molassique et les Plateaux du Jura sont figurés en gris pour une localisation géographique.

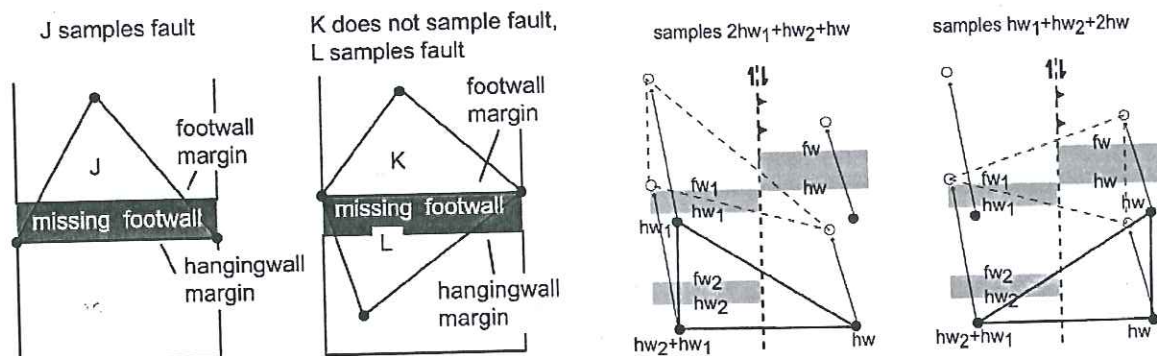


Figure 7.16. Problèmes liés à la définition d'un système triangulé lors de la représentation de déformations discontinues par des déformations continues. A gauche, cas d'un chevauchement, à droite, cas d'un décrochement. Tiré de Hindle [2002].

Partie III

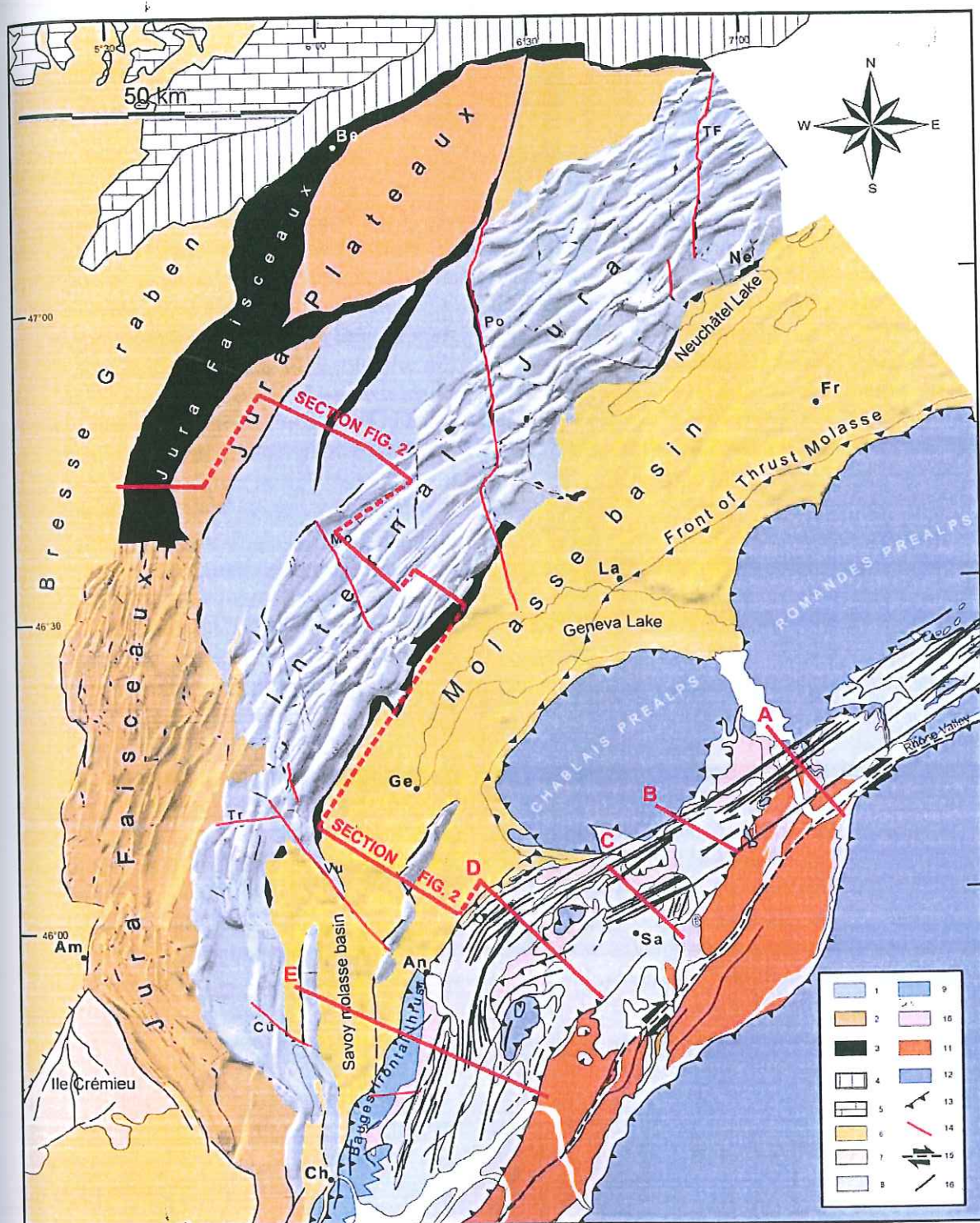
**Etude de la déformation
et restauration
de la partie frontale
des nappes helvétiques
et des Chaînes Subalpines
septentrionales**

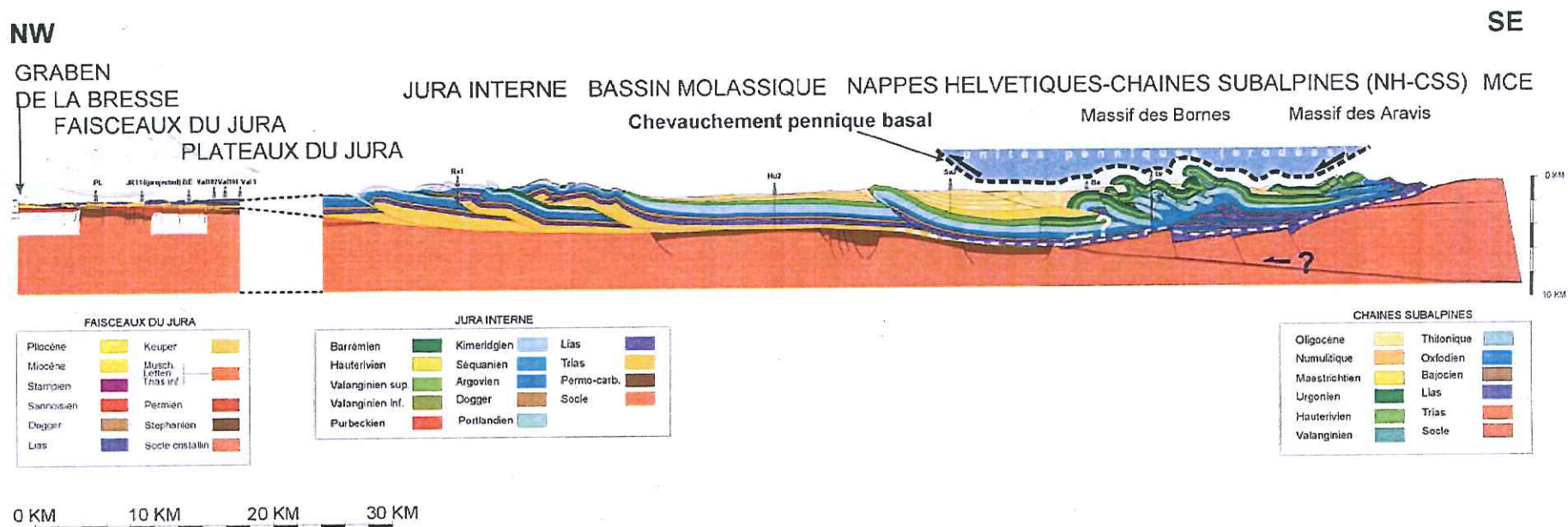
VIII. Corrélation latérale de la partie frontale des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines

8.1. INTRODUCTION.

La quantification des déplacements dans le domaine helvétique-subalpin est rendue complexe pour plusieurs raisons: la rareté des données de subsurface sur la partie frontale des nappes enfouie sous les unités préalpines ou sous les sédiments cénozoïques du bassin molassique, le soulèvement tardif des massifs cristallins externes qui a provoqué l'érosion de la partie interne des nappes, une intensité des déformations plus élevée que dans le Jura et finalement l'existence d'un niveau de décollement interne dans le Valanginien qui provoque des structures dysharmoniques entre le Jurassique et le Crétacé. Une rétrodéformation 3D systématique des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines perd son intérêt si on considère les incertitudes qui existent sur la géométrie des structures en profondeur et par conséquent sur le rejet des failles. Dans ces conditions, si les observations de surface permettent toujours de quantifier une déformation interne des nappes, la valeur de déplacement sur le chevauchement basal des nappes repose, elle, plus sur des observations stratigraphiques et des corrélations latérales des structures. Pour cette raison, nous proposons une restauration pseudo-tridimensionnelle (ou 2.5D, voir chapitre 2). Dans ce chapitre, après un bref rappel sur le contexte tectonique, nous nous concentrons sur la continuité latérale des structures. Nous nous intéressons avant tout à la corrélation latérale de la partie frontale des nappes helvétiques (nappe de Morcles) et des Chaînes Subalpines septentrionales (massifs des Bornes, du Platé et du Haut-Giffre). Les nappes plus internes (nappes des Diablerets, Wildhorn et massif des Aravis) ont été largement érodées dans la région d'étude et une reconstitution de leur paléogéographie comporte beaucoup plus d'inconnues.

Page suivante : Figure 8.1. Carte tectonique des Alpes externes franco-suissees et modèle 3D du Jura. Les coupes des figures 2 et 5 sont localisées par des lignes rouges. Unités tectoniques: 1-3: Jura (1. surface 3D du toit du Malm, 2. surface 3D du toit du Dogger, 3. partie du Jura non couverte par le modèle 3D); 4-5: avant-pays européen stable (4. Couverture mésozoïque paraautochtone des Avant-Monts et du Jura tabulaire, 5. Couverture autochtone de la plateforme de la Bourgogne); 6: sédiments cénozoïques du bassin molassique d'avant-pays et du graben de la Bresse; 7: sédiments autochtones mésozoïques de l'Île Crémieu; 8: nappes helvétiques-Chaînes Subalpines septentrionales; 9: domaine pré-subalpin; 10: sédiments d'âge oligocène à miocène inférieur des nappes helvétiques et des Chaînes Subalpines Septentrionales; 11: massifs cristallins externes; 12: unités penniques et ultrahelvétiques (AK: klippe des Anne, SK: klippe de Sulens); 13: principaux chevauchements hors du Jura; 14: principales failles décrochantes dans le Jura; 15: zone de décrochement Vallée du Rhône-Chamonix-synclinal médian de Belledonne; 16: 'hinge point tie lines' et axes de plis dans les nappes helvétiques et les Chaînes Subalpines. *Anticlinaux et synclinaux (triangles blancs)*: 1. synclinal médian de Belledonne, 2. synclinal de Chamonix, 3. synclinal du Locle, 4. anticlinal de Mandallaz, 5. anticlinal de la Montagne d'Age, 6. anticlinal du Salève, 7. synclinal de Thônes. *Noms géographiques (chiffres blancs)*: 1. Col de Barberine, 2. Plateau des Bornes, 3. Gorges du Fier, 4. Vallée de Joux, 5. La Vue des Alpes, 6. Klippe de Porménaz. *Villes (ronds blancs ou noirs)*: Al: Albertville, Am: Ambérieu-en-Bugey, An: Annecy, Be: Besançon, Ch: Chambéry, Fr: Fribourg, Ge: Genève, Gr: Grenoble, La: Lausanne, LS: Lons-le-Saunier, Ne: Neuchâtel, Sa: Sallanches; *Principales failles décrochantes du Jura (lignes rouges fines)*: TF: La Tourne-La Ferrière, Po: Pontarlier, Mo: Morez, Vu: Vuache, Tr: Trébillet, Cu: Culoz. W: affleurement incontesté le plus occidental des séries réduites autochtones du massif des Aiguilles Rouges.





Page précédente : Figure 8.2. Coupe synthétique au front des Alpes franco-suisse. Localisation, voir figure 1. Le chevauchement du Jura sur la Bresse est tiré de Chauve et al [1988]. La partie entre le Jura interne et les Chaînes Subalpines est tirée de Deville et al [1994]. La partie des Chaînes Subalpines est modifiée de Faure et al [1999]. La géométrie des sédiments permo-carbonifères sous le bassin molassique est tirée de Signer and Gorin [1995] et est schématique. Les unités penniques sont représentées schématiquement au-dessus des Chaînes Subalpines. La mise en place des unités penniques s'est faite par l'intermédiaire du chevauchement pennique basal, représenté par un tireté noir. Ce chevauchement basal a été plissé lors de la déformation des Chaînes Subalpines.

8.2. CONTEXTE TECTONIQUE.

La figure 8.1 montre une carte tectonique des Alpes externes franco-suisse. Le modèle 3D construit pour le Jura et un modèle numérique de terrain du bassin molassique (GTOPO30, USGS) sont également représentés sur cette figure. Les noms géographiques cités dans le texte sont localisés sur cette figure. Les Alpes externes correspondent à l'ensemble des domaines de déformation situés sous le chevauchement pennique basal. La figure 8.2 montre une coupe synthétique des Alpes externes. Cette coupe a été compilée et complétée à partir des coupes de Chauve et al [1988], Donzeau et al [1997] et Faure et al [1999]. Dans notre région d'étude, les Alpes externes sont constituées des domaines de déformation suivants, du haut vers le bas du point de vue du niveau structural : les nappes ultrahelvétiques (NU, pas distinguées des unités penniques sur les figures 8.2 et 8.3), les nappes helvétiques-Chaînes Subalpines septentrionales (NH-CSS) situées en Suisse et en France respectivement, la molasse charriée ou molasse subalpine, les massifs cristallins externes (MCE) et finalement le Jura. Au front du Jura, les grabens de la Bresse et du Rhin sont le résultat d'une phase extensive d'âge essentiellement oligocène [Meier and Eisbacher, 1991; Roure et al., 1992]. A l'est de Genève, le Jura et les NH-CSS sont séparées par des klippe d'unités penniques transportées passivement lors des déformations dans leur mur. Ces unités sont connues sous le nom de 'nappes préalpines' et forment deux lobes en carte (Préalpes Romandes et du Chablais, fig. 8.1). Sur la figure 8.1, pour souligner la structure des NH-CSS dans la zone d'étude, nous avons reporté les 'hinge point tie-lines' construits par Ramsay [1989] ainsi que les axes de pli tirés de Gidon [1996]. Ces données montrent l'existence d'un arc important dans la structure des Chaînes Subalpines septentrionales. Les NH-CSS et les NU sont constituées essentiellement de sédiments de plateforme carbonatée qui se sont accumulés sur la partie la plus externe de la marge passive européenne entre la phase d'extension liasique et le début des déformations dans ces domaines au Paléogène. Entre la fin du Crétacé et le Miocène supérieur, un bassin flexural d'avant-pays s'est développé au front des déformations alpines et a progressivement été impliqué dans les déformations. Simultanément, les dépôts silicoclastiques ont évolué de flyschs vers des molasses. En dehors de la molasse charriée, le bassin molassique a seulement été faiblement affecté par les déformations. Il est généralement admis qu'un saut dans la propagation des déformations a eu lieu au Miocène moyen entre la molasse charriée et le Jura [Burkhard and Sommaruga, 1998; Homewood et al., 1986]. Selon ce schéma, le bassin molassique aurait été transporté passivement, 'piggy-back', au-dessus des évaporites du Trias qu'on trouve aussi bien sous le Jura que sous le bassin molassique (voir chapitre 3).

Ce n'est pas le but du présent travail de décrire en détail la stratigraphie des domaines helvétiques et dauphinois. Le lecteur trouvera plus de précisions dans des articles de référence [Collet, 1943; Pairis, 1975; Pairis and Paris, 1978; Ramsay, 1981]. On retiendra seulement deux différences fondamentales qui distinguent les domaines de sédimentation jurassien et

helvétique-dauphinois. D'une part le bassin salifère triasique disparaît progressivement depuis le Jura en direction du SE. Dans les Chaînes Subalpines, le niveau de décollement principal se fait alors dans le Lias. D'autre part le Crétacé inférieur passe d'une épaisseur de 100 m dans le Jura à plus de 1000 m dans les Chaînes Subalpines.

8.3. SYNTHÈSE DES CORRELATIONS STRUCTURALES ENTRE LA NAPPE DE MORCLES ET LES CHAÎNES SUBALPINES SEPTENTRIONALES.

Plusieurs corrélations entre unités ont été proposées pour décrire l'évolution latérale des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines. La difficulté de suivre latéralement la structure des nappes provient essentiellement des déformations postérieures qui ont provoqué la surrection des massifs cristallins externes de l'Aar et des Aiguilles Rouges, érodant ainsi les unités supérieures. Deux modèles fondamentalement différents ont été proposés pour décrire la continuité de la nappe de Morcles vers le SW.

Un premier modèle proposé par [Doudoux et al., 1982] consiste à corréler la nappe de Morcles avec le massif des Bornes et la nappe des Diablerets avec le massif des Aravis (fig. 8.3). Cette corrélation se basait notamment sur la composition des flyschs tertiaires (présence des Grès de Taveyannes). Ce premier modèle place un chevauchement majeur au niveau du chevauchement de la Balme et prévoit un redoublement de la série mésozoïque à la verticale du massif du Platé (fig. 8.1).

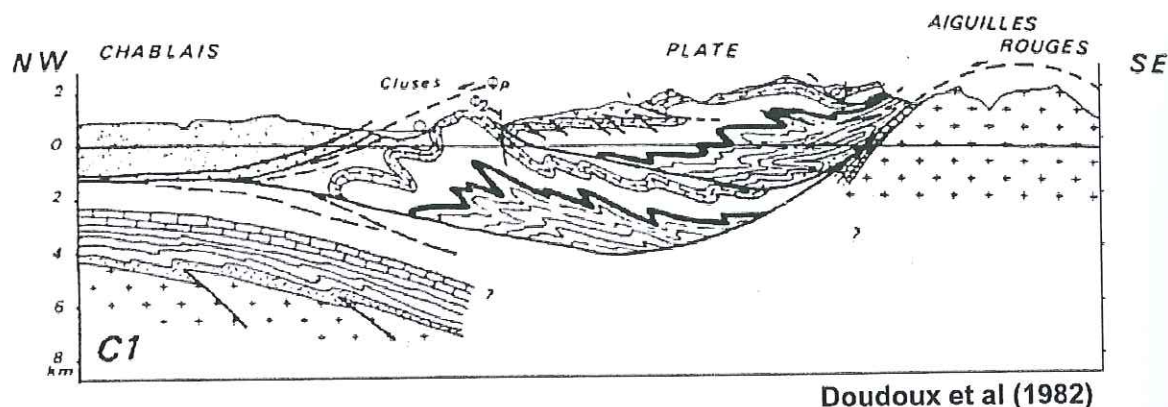


Figure 8.3. Coupe dans le massif du Platé, d'après Doudoux et al [1982]. Selon ce schéma structural, l'anticlinal de Cluses est rattaché à une nappe qui s'enracine derrière le massif des Aiguilles Rouges et qui est assimilée à la nappe de Morcles. Les auteurs placent un chevauchement majeur ϕ_2 au niveau du synclinal de Thônes (pas visible sur cette coupe) et qui sépare l'anticlinal de Cluses du massif du Platé qui est alors assimilé à la nappe des Diablerets côté suisse. Les auteurs représentent également la couverture autochtone des Aiguilles Rouges sous la forme de séries réduites. Leur transition avec les séries de l'avant-pays n'est pas représentée (points d'interrogation).

Le deuxième modèle (fig. 8.4) corréle la nappe de Morcles avec les massifs des Bornes et des Aravis [Epard, 1990; Ramsay, 1989]. Une corrélation entre la nappe de Morcles et le massif des Bornes avait déjà été proposée par Goguel [1951], même si cet auteur ne paraissait pas convaincu par sa propre hypothèse. Plus récemment, Epard [1990] subdivise la nappe de Morcles en deux unités au niveau de la terminaison méridionale de la zone de Chamonix : au Sud l'unité du Mont Joly et au Nord l'unité de Sangle, la limite entre ces deux unités se situant au niveau du synclinal du Mont d'Arbois-Manant-Thônes (fig. 8.5). Cet auteur corréle

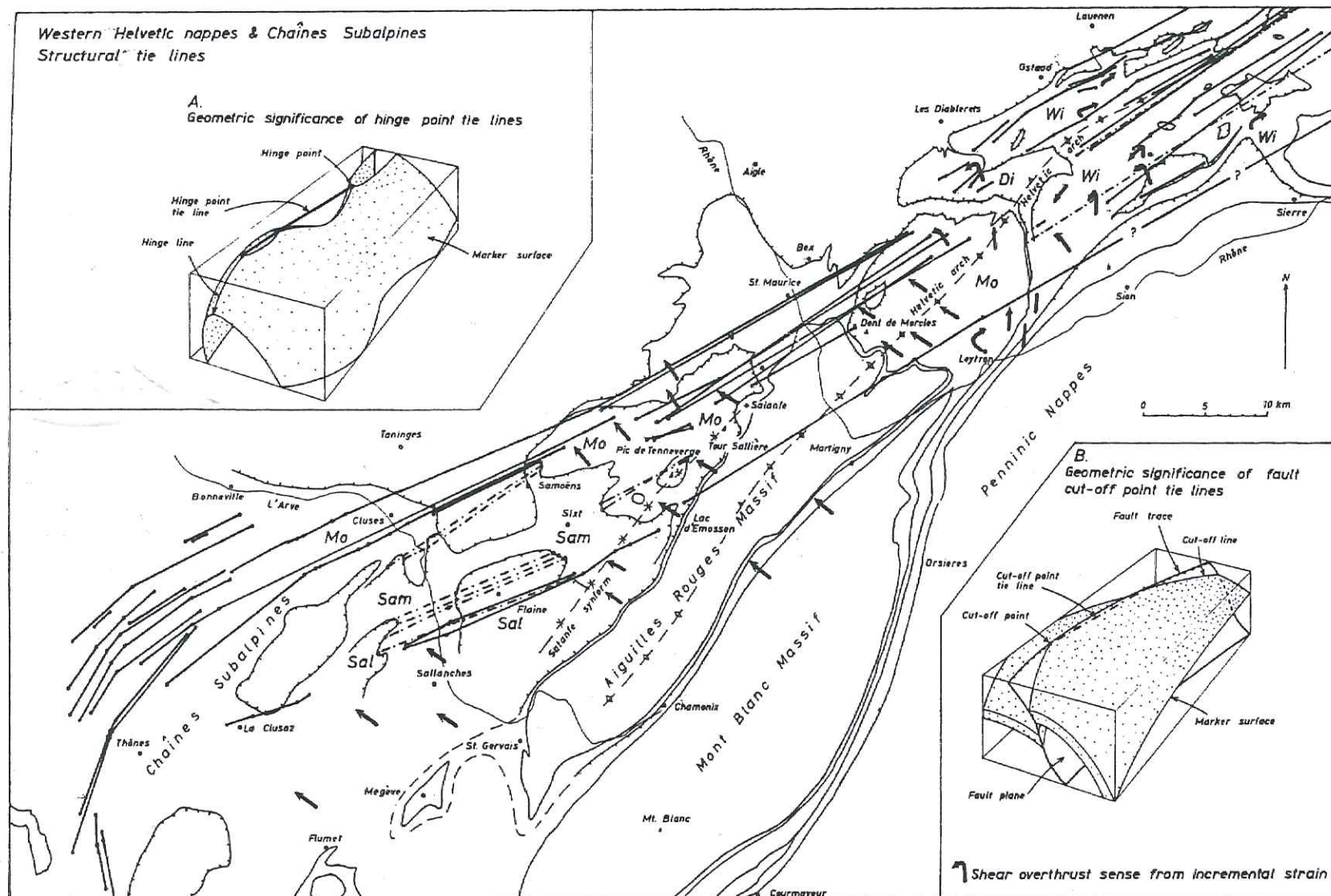
donc le pli de l'Ardèche (cœur liasique de la nappe de Morcles) avec l'unité du Mont Joly puis avec le massif des Aravis en direction SW. Dans ce modèle, le massif des Bornes est rattaché à l'unité de Sangle. Il est important de noter que la position paléogéographique attribuée par Epard [1990] pour les Bornes correspond au bord occidental de Belledonne interne (fig. 8.5). Il faut également noter que les corrélations de Epard [1990] et Ramsay [1989] sont elles-mêmes différentes. Ce dernier crée deux autres unités à l'intérieur du massif du Haut-Giffre, les nappes de Samoëns et Sallanches, qu'il corrèle respectivement avec les nappes helvétiques des Diablerets et du Wildhorn (Ramsay [1989], fig. 1).

En plus des corrélations structurales de Epard [1990] et Ramsay [1989], deux observations vont à l'encontre du premier modèle :

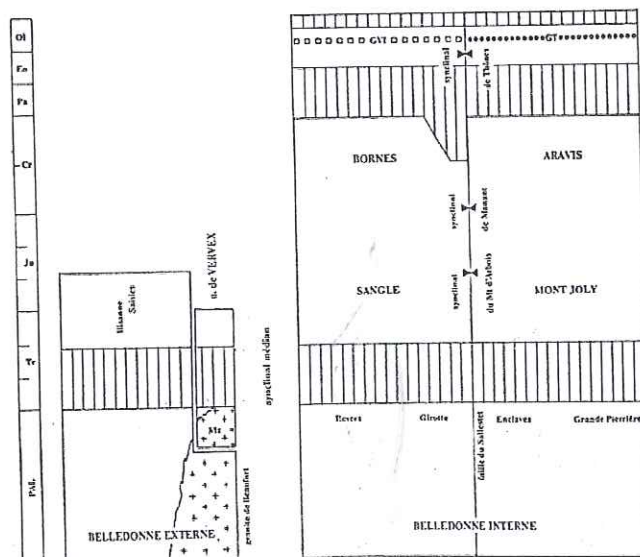
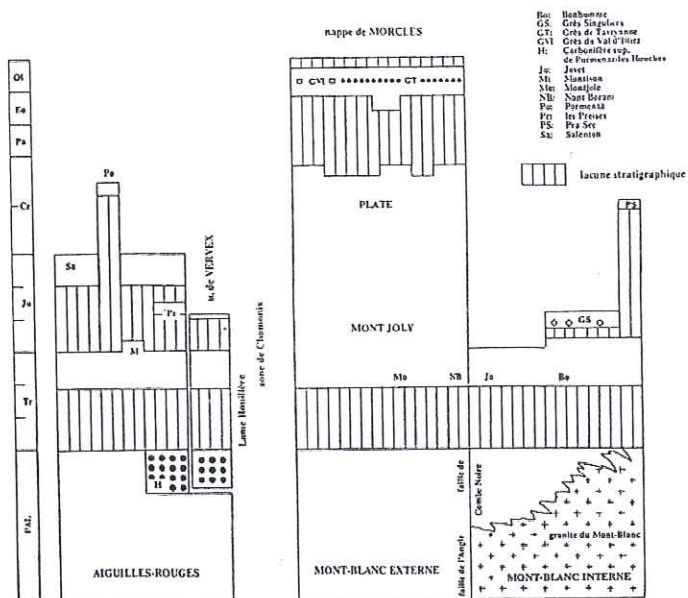
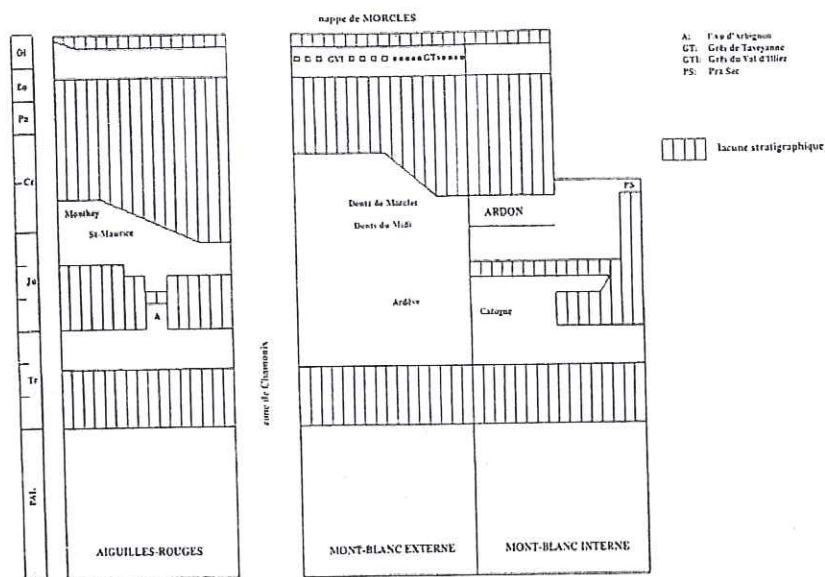
- les séries litées du sommet de l'Urgonien s'observent de part et d'autre du chevauchement de la Balme. Les faciès de l'Urgonien apparaissent similaires de part et d'autre de ce chevauchement. Dans ce cas, il paraît improbable que ce chevauchement ait l'importance invoquée par Doudoux [1982].
- la profondeur du socle à l'aplomb de l'anticlinal d'Arbaron (fig. 9.1, coupe C), documentée par le profil ECORS, ne laisse pas de place pour deux séries mésozoïques superposées.

Des arguments stratigraphiques et sédimentologiques renforcent l'hypothèse d'une origine paléogéographique unique des massifs des Bornes et des Aravis. Nous reprenons ici l'analyse de Charollais et al [1988]. « Charollais et al [1986] et Clavel et al [1987] ont démontré que si la plateforme urgonienne présentait un diachronisme important dans sa mise en place entre le Jura méridional (sommet de l'Hauterivien inférieur et le massif des Bornes (Hauterivien supérieur à Barrémien), il n'en était pas de même entre la partie interne du massif des Bornes (chaîne des Vergys) et le front de la chaîne des Aravis. En effet, entre ces deux points, le diachronisme est à peine perceptible puisque la plateforme urgonienne s'installe à la limite Hauterivien-Barrémien, au bois des Etroits (chaîne des Vergys) et à la base du Barrémien inférieur au front de la chaîne des Aravis. Cette constatation incite à supposer que les deux flancs du synclinal de Thônes (localisation : fig. 8.1), tout au moins à la hauteur du Mont Durand, n'ont jamais été séparés par une grande distance ; en effet, dans le cas contraire la progradation de la plateforme urgonienne aurait certainement pris plus de temps pour aller de la chaîne des Vergys au front de la chaîne des Aravis. Il semble donc logique d'exclure l'existence d'un plan de chevauchement important dans le synclinal de Thônes. » Il faut cependant ajouter que contrairement aux formations du Crétacé inférieur, les dépôts du Tertiaire des Bornes et des Aravis ne présentent pas de similitudes. En effet comme le remarquent Charollais et al [1988], « la chaîne des Aravis possède un flysch à grauwackes de type Grès de Taveyannes mais est dépourvue de Schistes à Meletta, tandis que le massif des Bornes est caractérisé par un flysch avec grès de type Val d'Illeiz dont la base marnomicacée surmonte les Schistes à Meletta. D'ailleurs c'est en se basant sur les différences pétrographiques de ces flyschs que Vuagnat [1958] considère le synclinal du Reposoir (équivalent du synclinal de Thônes) comme 'la région limite entre la nappe des Aravis et l'Autochtone' ».

Page suivante: Figure 8.4. 'Hinge point tie-lines' (traits continus) et 'cut-off point tie-lines' (traitillés) des plis et des chevauchements dans les nappes helvétiques occidentales et dans les Chaînes Subalpines septentrionales, tiré de Ramsay [1989]. La définition des 'hinge point tie-lines' et des 'cut-off point tie-lines' est donnée en haut à gauche et en bas à droite.



Ramsay (1992)



Page précédente : Figure 8.5. Trois reconstitutions palinspatiques en coupe pour la nappe de Morcles-Dents du Midi (en haut), pour le massif du Platé (au milieu), et pour les massifs des Bornes et des Aravis (en bas). Tiré de Epard [1990]. On note que selon ce schéma, la nappe de Morcles et la couverture sédimentaire des massifs du Platé, des Bornes et des Aravis sont placés à l'arrière du synclinal de Chamonix et du synclinal médian de Belledonne.

La corrélation latérale des plis à l'intérieur des nappes helvétiques et des Chaînes subalpines a de fortes implications pour l'évolution latérale des déplacements dans la mesure où l'origine de ces nappes est contrainte pas les données stratigraphiques. Ces données indiquent un redoublement de la couverture dans le massif du Haut-Giffre à la verticale du massif cristallin des Aiguilles Rouges. Du côté suisse, les travaux de Amberger [1960] ont confirmé paléontologiquement l'existence d'une série réduite de couverture des Aiguilles-Rouges sous les séries épaisses de la nappe de Morcles et du Haut-Giffre. Du côté français, l'extension vers le SW des séries réduites des Aiguilles Rouges est discutée. En effet, l'attribution des affleurements de la klippe de Pormenaz (fig. 8.1), du torrent de Souay (région de Moède) et des fenêtres du Cirque du Fer-à-Cheval et des Fonds a été l'objet de longs débats (en dehors de la klippe de Pormenaz, ces affleurements ne sont pas localisés sur la figure 8.1 ; ils se trouvent dans le massif du Haut-Giffre). Les séries qui apparaissent dans la fenêtre du Cirque du Fer à Cheval (au-dessus de l'affleurement de socle du Pelly) et des Fonds ont été dans un premier temps attribuées aux séries réduites du Trias et du Malm qui forment la couverture des Aiguilles Rouges [Collet, 1943]. Par la suite, Goguel [1954] puis Pierre [1963] et Pierre et Uselle [1966] remirent en cause l'âge de ces affleurements, les attribuant au Lias. De la même manière, Debelmas et Uselle [1966] remettaient en cause l'existence d'une couverture réduite au niveau du torrent du Souay et de la klippe de Pormenaz. Par la suite et en contradiction avec Debelmas et Uselle [1966], Pairis [1975] décrit la klippe de Pormenaz comme des calcaires discordants sur des quartzites du Trias et qui ont livré une microfaune turono-sénonienne inférieure (Pairis [1975], Pairis et al [1973]).

Le massif des Aiguilles Rouges aurait donc constitué un haut-fond du Trias au Crétacé. Les séries épaisses des massifs du Haut Giffre et du Platé se seraient déposées dans un bassin au sud de ce haut-fond et reposeraient en contact anormal sur cette série réduite par le biais d'un chevauchement majeur. Par analogie avec les structures jurassiques du massif du Pelvoux situé plus au sud et mieux préservées de l'inversion alpine, les massifs cristallins externes des Alpes franco-suisse ont été interprétés comme des blocs basculés d'âge liasique [Lemoine et al., 1986; Lemoine et al., 1981]. Dans ce schéma, le massif des Aiguilles Rouges est comparé au sommet d'un bloc basculé et donc à un haut-fond à sédimentation réduite, voire à un relief. Au Sud de ce bloc, un demi graben aurait permis le dépôt des séries épaisses des Chaînes Subalpines. Le massif du Mont-Blanc constituerait le socle de ces séries. En Suisse, une même relation existe entre les séries relativement continues de la nappe de Morcles et les séries réduites du massif des Aiguilles Rouges. Le travail de rétrodéformation de Huggenberger [1985] suggère que les sédiments jurassiques relativement épais de la nappe de Morcles se seraient déposés dans un demi graben associé à l'extension de la marge européenne au Lias. Pendant la phase extensive liasique, la rotation à axe horizontal du bloc basculé au N de ce demi graben (le futur massif des Aiguilles Rouges) aurait provoqué l'uplift de sa partie S et son érosion, expliquant ainsi l'existence de conglomérats granitiques dans la partie frontale du flanc inverse de la nappe de Morcles (conglomérat de Roc Champion). Plus à l'Est, l'équivalent latéral de la nappe de Morcles est constitué par la nappe du Doldenhorn qui est formée par des plis couchés qui chevauchent le massif du Gastern vers le NW et entourent l'interface cristallin de l'Aar dans sa partie SE. Le massif cristallin du Gastern est lui-même

séparé du massif de l'Aar par une fine couche de calcaires mésozoïques, la 'Jungfrau-Keil'. On admet généralement que la nappe du Doldenhorn (équivalent structural de la nappe de Morcles) s'enracine sur le flanc sud du massif de l'Aar. Nous reviendrons sur l'évolution des massifs cristallins externes au chapitre suivant (chapitre 10.2).

En conclusion, les données stratigraphiques indiquent que l'origine du domaine de sédimentation de la nappe de Morcles et des massifs du Haut-Giffre et du Platé devait se situer au SE du massif des Aiguilles Rouges, c'est à dire dans le synclinal de Chamonix. Dans le prochain chapitre, nous montrons que la couverture du massif des Bornes doit provenir du synclinal médian de Belledonne (fig. 8.1) pour respecter les corrélations structurales. La position paléogéographique attribuée par Epard [1990] pour les Bornes correspond également au bord occidental de Belledonne interne (figure 8.5). Ces corrélations ont de fortes implications pour les déplacements des NH-CSS. Dans la suite du texte, nous utilisons les critères de corrélation exposés ci-dessus ainsi que les résultats de l'équilibrage de trois coupes pour proposer un modèle de transport de la partie frontale des NH-CSS.

IX. Restauration de la partie frontale de la nappe de Morcles et des Chaînes Subalpines septentrionales.

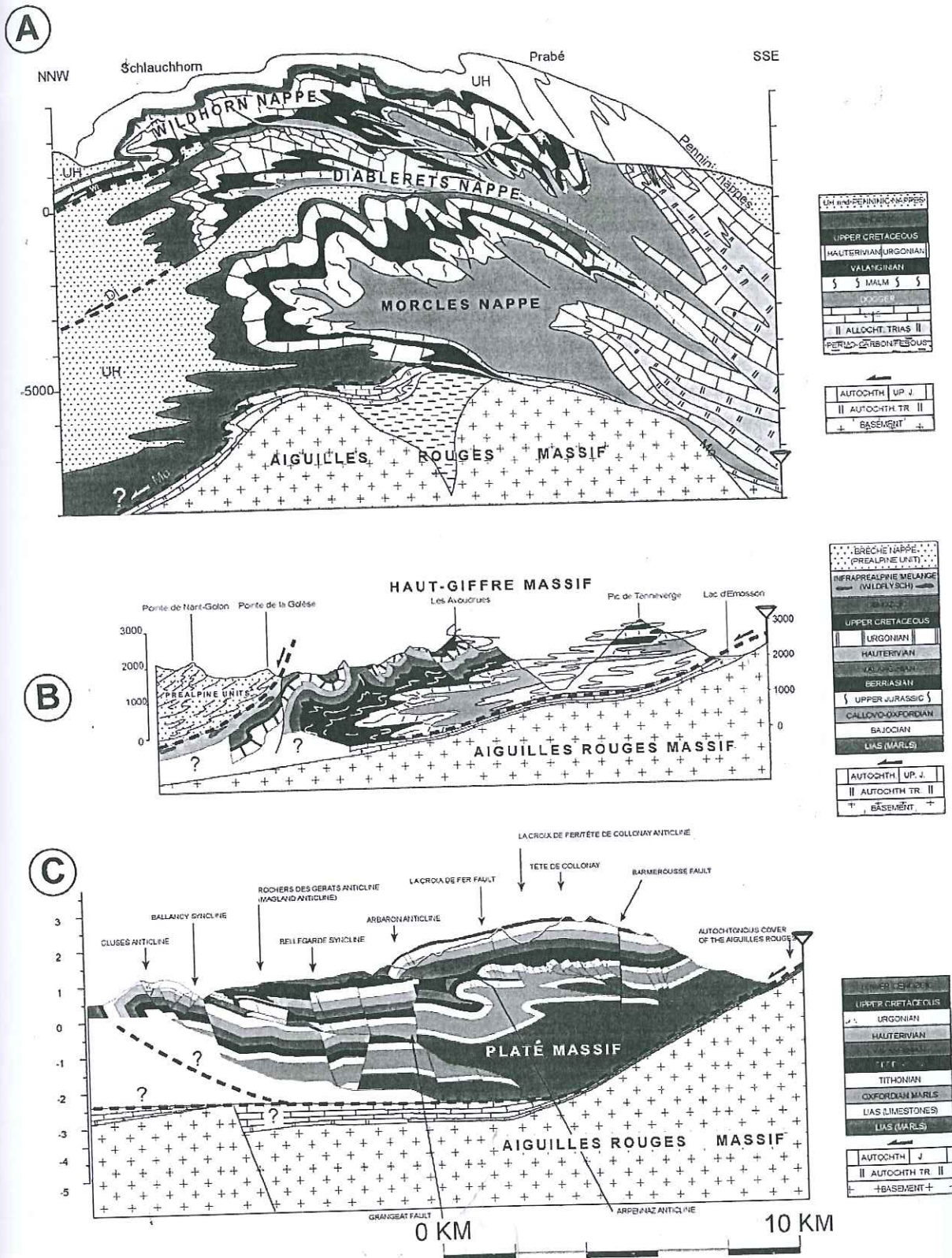
9.1. DONNEES, METHODE ET RESULTATS DE LA RETRODEFORMATION

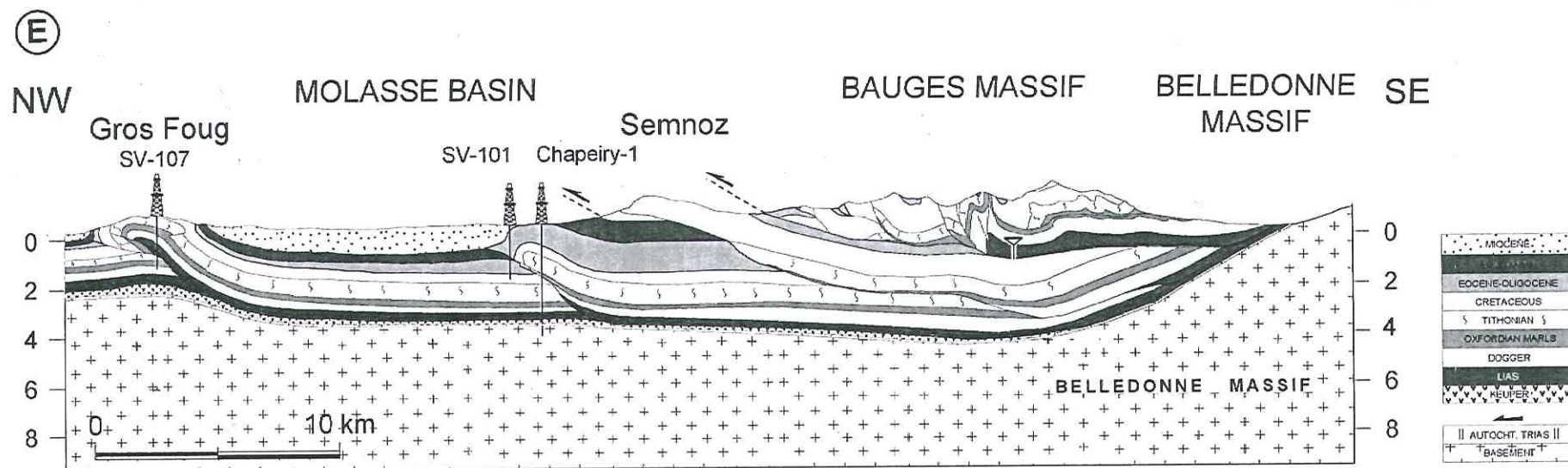
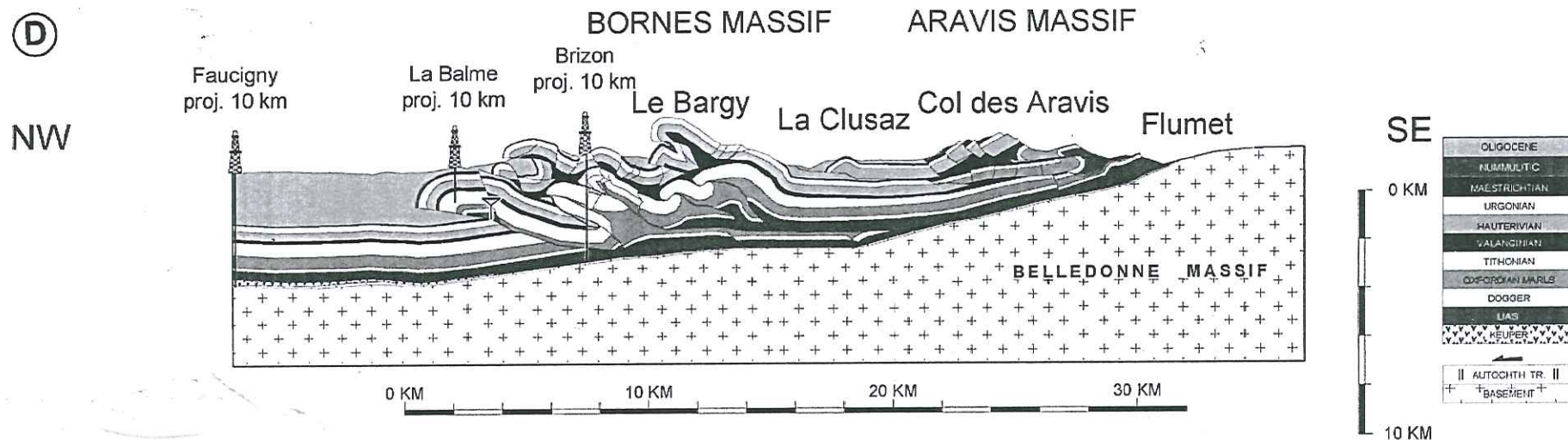
Comme il a été expliqué au chapitre 8.1, un problème fondamental dans la restauration des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines provient de l'incertitude sur la flèche de chevauchement à la base des nappes. Pour proposer une carte palinspatique cohérente des domaines helvétique et dauphinois septentrional, nous utilisons les critères de corrélation latérale des structures présentés dans le chapitre 8. Les critères exposés dans le chapitre 8.3 indiquent que le front de la nappe de Morcles peut être corrélé avec le front des massifs du Haut-Giffre, du Platé et des Bornes. En revanche, les incertitudes sur la géométrie des unités plus internes ne permettent pas de relier ces unités de façon certaine. Pour cette raison, notre restauration se limite à la partie frontale des NH-CSS.

Notre restauration de la partie frontale des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines repose sur trois coupes équilibrées déjà existantes au niveau de la nappe de Morcles en Suisse [Huggenberger, 1985] et au niveau de la vallée de l'Arve et du profil ECORS en France [Faure et al., 1999] (figure 9.1). Deux coupes supplémentaires publiées par Deville et al [1994] et Plancherel et al [1998] et qui n'ont pas été équilibrées sont également représentées sur la figure 9.1.

Une fois qu'une corrélation latérale a été établie entre les coupes (chapitre 8.3), des points d'ancrage ('pin-points') doivent être placés sur chaque coupe pour contraindre le rejet du chevauchement basal. Deux types de pin-points ont été placés sur les coupes de la figure 9.1 : d'une part, des pin-points 'fixes' attachés au socle ou à sa couverture autochtone (coupes A, B et C) et d'autre part, des pin-points 'mobiles' attachés à la couverture décollée (coupes D et E). Dans le cas de la coupe A (figure 9.1), le chevauchement de la nappe de Morcles sur les séries autochtones du massif cristallin des Aiguilles Rouges par l'intermédiaire d'un flanc inverse très étiré est maintenant bien documenté. Du côté suisse, il est également bien établi que les séries autochtones du massif des Aiguilles Rouges sont des séries très réduites du Malm qui reposent en discordance sur des dolomies du Trias [Amberger, 1960; Ayrton, 1972; Collet, 1943]. Les séries du Lias et du Dogger sont généralement absentes [Gagnebin, 1934; Trümpy, 1945]. On ne peut pas préciser si ces séries ont été érodées ou si elles n'ont jamais été déposées. Sur la base de ces observations, on admet généralement que le massif des Aiguilles Rouges correspondait à un haut-fond durant le Mésozoïque et que la sédimentation sur ce massif était lacunaire ou condensée. Ces séries réduites contrastent fortement avec les séries épaisses de la nappe de Morcles qui doit s'enraciner à l'arrière du massif des Aiguilles Rouges, dans le bassin de Chamonix. Plusieurs modèles palinspatiques ont été proposés pour la nappe de Morcles. Certains modèles placent toute la nappe de Morcles dans le bassin de Chamonix [Ayrton, 1980; Eltchaninoff-Lancelot et al., 1982; Lugeon, 1914; Paréjas, 1922]. Par ailleurs, l'existence d'une zone de sédimentation réduite sur le bord interne du massif du Mont-Blanc et qu'on ne retrouve pas dans le flanc normal de la nappe de

Deux pages suivantes : Figure 9.1. Cinq coupes dans les nappes helvétiques (A) et dans les Chaînes Subalpines septentrionales (B-E). Coupe A tirée de Pfiffner [1993], coupe B selon Plancherel [1998], coupes C et D modifiées de Faure [1999] et coupe E modifiée de Deville et al [1994].





Morcles a conduit Trümpy [1963], et plus récemment Masson [1980] et Epard [1990], à enraciner la nappe de Morcles sur la partie externe du massif du Mont-Blanc. Epard [1990] observe également que le raccourcissement du Mont-Blanc doit être pris en compte pour placer la nappe de Morcles dans son état restauré (15-20 km) sur le massif du Mont-Blanc qui a une largeur de seulement 7 km. Pour cette raison, il paraît difficile d'enraciner toutes les nappes helvétiques dans la zone de Chamonix, comme l'a proposé Butler [1983; 1985]. Par ailleurs, le modèle de Butler [1985] décrit un chevauchement du Mont-Blanc sur le synclinal de Chamonix, en contradiction avec les données de terrain [Epard, 1990]. Sur la base des observations faites ci-dessus, nous avons placé le point d'ancrage de la coupe A à la limite entre le socle des Aiguilles Rouges et la zone de Chamonix.

Par rapport à la coupe A, les transects B et C montrent un changement majeur dans la structure des massifs du Haut-Giffre et du Platé. Sur ces deux coupes, le flanc inverse de la nappe de Morcles a en effet disparu. En réalité ce changement est progressif, comme l'ont montré Goguel [1951] et par la suite Debelmas et Uselle [1966]. Dans le massif des Dents-du-Midi, sur la rive gauche du Rhône, le pli couché de la nappe de Morcles est toujours présent. Un autre élément important des coupes B et C est la présence de séries réduites similaires aux séries de la coupe A sur le massif des Aiguilles Rouges. Pour cette raison, la couverture des massifs du Haut-Giffre et du Platé doit être considérée en position allochtone par rapport aux séries réduites des Aiguilles Rouges et doit être restaurée à l'arrière de ce massif. Il faut toutefois noter une solution alternative proposée par Faure et al [1999] et qui consiste à rapprocher la série stratigraphique réduite des Aiguilles-Rouges et la série quasi continue du Massif du Platé en postulant un rétrocharriage des Chaînes Subalpines relativement au socle des Aiguilles Rouges ('passive roof backthrust'). Cette hypothèse n'est toutefois pas compatible avec une corrélation des Chaînes Subalpines avec la nappe de Morcles. Il faut également noter que dans le cas de la coupe C, l'existence d'une série réduite résulte d'une projection de l'affleurement de Pormenaz situé 5 km au NE de la coupe. La présence de séries réduites sur la coupe de la vallée de l'Arve peut être observée sur toutes les coupes antérieures [Butler, 1985; Collet, 1943; Doudoux et al., 1982; Pairis, 1975]. Toutefois il faut remarquer que la présence de séries réduites au sud de Col de Barberine (voir fig. 8.1) a été mise en cause par Goguel [1954] puis par Pierre [1963] et Pierre et Uselle [1966] (voir chapitre 8.3). Ces auteurs ont attribué un âge liasique à plusieurs affleurements qui avaient été attribués auparavant au Jurassique supérieur ou au Crétacé [Collet, 1943]. La datation de ces affleurements est importante pour la géologie régionale car elle détermine si la couverture sédimentaire est redoublée dans le massif du Platé ou si le chevauchement basal du Platé se fait directement sur le socle. Sur la coupe C, nous avons retenu la première possibilité sur la base des datations effectuées par Pairis et al [1973] et Pairis [1975]. Ces auteurs ont déterminé des faunes du Turonien-Sénonien inférieur dans les calcaires discordants observés sur les quartzites du Trias. Sur cette base, nous avons placé le point d'ancrage de la coupe C à la limite entre le socle des Aiguilles Rouges et le bassin de Chamonix, de façon identique aux coupes A et B. Il faut remarquer qu'en plus de la datation de la klippe de Pormenaz citée plus haut, la continuité des axes de pli dans la couverture des Chaînes Subalpines au front des séries réduites indique que des déplacements différentiels sont improbables latéralement. La limite occidentale incontestée de la couverture tégumentaire est localisée sur la figure 8.1 (W sur la figure). Cette observation est en accord avec la position du point d'ancrage sur la coupe C.

Sur les coupes A, B et C, la présence d'une couverture autochtone réduite permet de positionner un point d'ancrage. En revanche, dans le cas des coupes D et E, ce critère ne peut pas être utilisé. En effet la couverture du massif externe de Belledonne est continue,

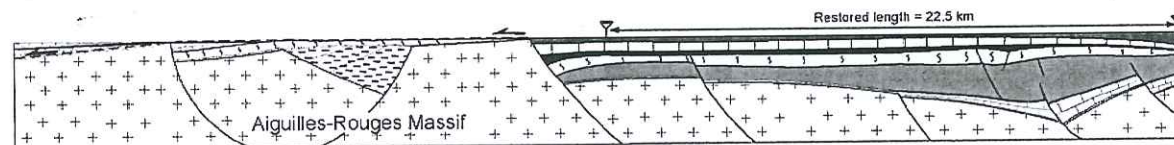
contrairement au massif des Aiguilles Rouges qui est dépourvu de Lias et de Dogger. La disparition latérale des séries réduites des Aiguilles Rouges est bien connue des stratigraphes [Barfétty, 1988; Pairis, 1975]. Classiquement, le domaine de sédimentation des Aiguilles Rouges est interprété comme un point haut hérité de la tectonique extensive au Lias (voir chapitre 3). La transition des séries réduites des Aiguilles Rouges aux séries épaisses du massif de Belledonne externe reste inexpliquée. Cette transition pourrait être due à une faille décrochante à l'extrémité sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges et qui aurait fonctionné comme une zone de transfert pendant la phase d'extension liasique. Bien qu'aucun redoublement de la couverture ne soit connu au-dessus du massif de Belledonne externe, il est généralement admis que les marnes liasiques à la base de la couverture forment un niveau de décollement majeur, de même que dans le reste des NH-CSS. L'absence de point d'ancrage pour contraindre le rejet du chevauchement basal sur les coupes D et E peut être remplacé par la corrélation des axes de pli proposée par Ramsay [1989]. Sur cette base, nous avons imposé une translation vers l'arrière à la couverture décollée sur les coupes D et E, de manière à ce que la continuité latérale des axes de pli entre ces coupes et la coupe C soit respectée (voir ci-dessous). Finalement, en ce qui concerne la coupe D, le forage Brizon I apporte une information sur la structure en profondeur au front des Bornes. Ce forage impose une contrainte importante sur le raccourcissement dans la mesure où il n'a pas rencontré de molasse. L'ampleur du recouvrement des Bornes sur la bordure du bassin molassique est donc inférieure à 5 km, contrairement à ce qui était envisagé à cet endroit par Doudoux et al [1982]. D'autre part, selon Charollais et Jamet [1990], Brizon I recoupe trois fois le thitonique ('barres thitoniques' des auteurs) constitué par des calcaires hémipélagiques (présence de calpionelles et saccocomidés). Le triplement du thitonique est interprété par ces auteurs sur la base de corrélations micropaléontologiques, de microfaciès et de corrélations Gamma Ray. Au total, le puit a foré 2439 m de Thitonique. Ce triplement ainsi que la présence de zones de fractures importantes séparant les barres thitoniques indiqueraient l'existence d'un système de duplexes limité par des niveaux de décollement dans le Valanginien schisteux vers le haut et par l'Oxfordien ou le Lias vers le bas.

Sur la base des points d'ancrage définis pour les coupes où des contraintes existent, nous proposons une carte palinspatique pour la nappe de Morcles et une partie des Chaînes Subalpines septentrionales. La carte palinspatique de la figure 9.3 a été obtenue en trois étapes :

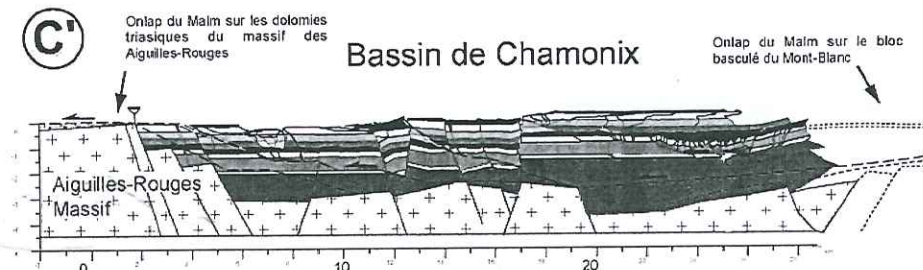
1. dans un premier temps les nappes ont été rétrodéformées de telle manière à déterminer le raccourcissement associé à leur déformation interne (fig. 9.2). Les résultats des travaux de Huggenberger [1985] ont été utilisés pour la coupe A et ceux de Faure et al [1999] pour les coupes C et D. D'après les travaux de Huggenberger [1985], le raccourcissement associé à la déformation interne de la nappe de Morcles serait d'environ 11 km. La coupe équilibrée réalisée par Faure et al [1999] le long de la vallée de l'Arve (fig. 9.2, coupe C) a déterminé une valeur de raccourcissement de 9 km. Finalement, selon la coupe équilibrée réalisée par ces mêmes auteurs le long du profil ECORS, le raccourcissement accommodé par la déformation interne de la coupe D serait de 16 km.

A'

Bassin de Chamonix

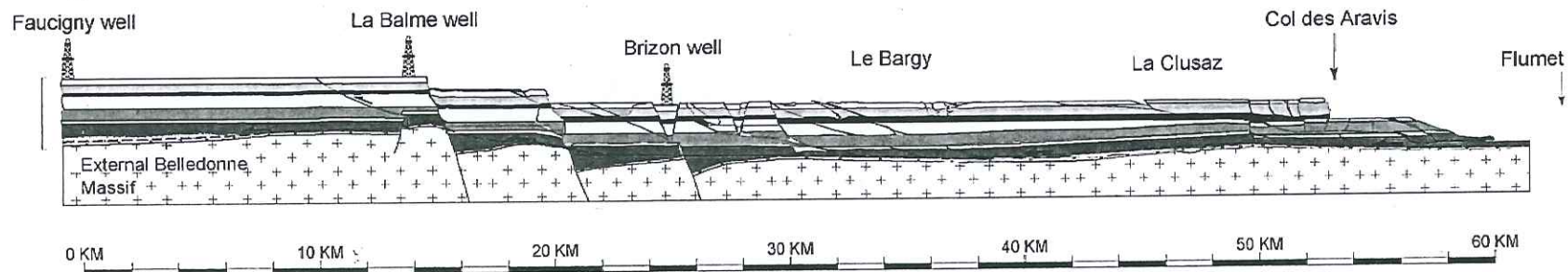


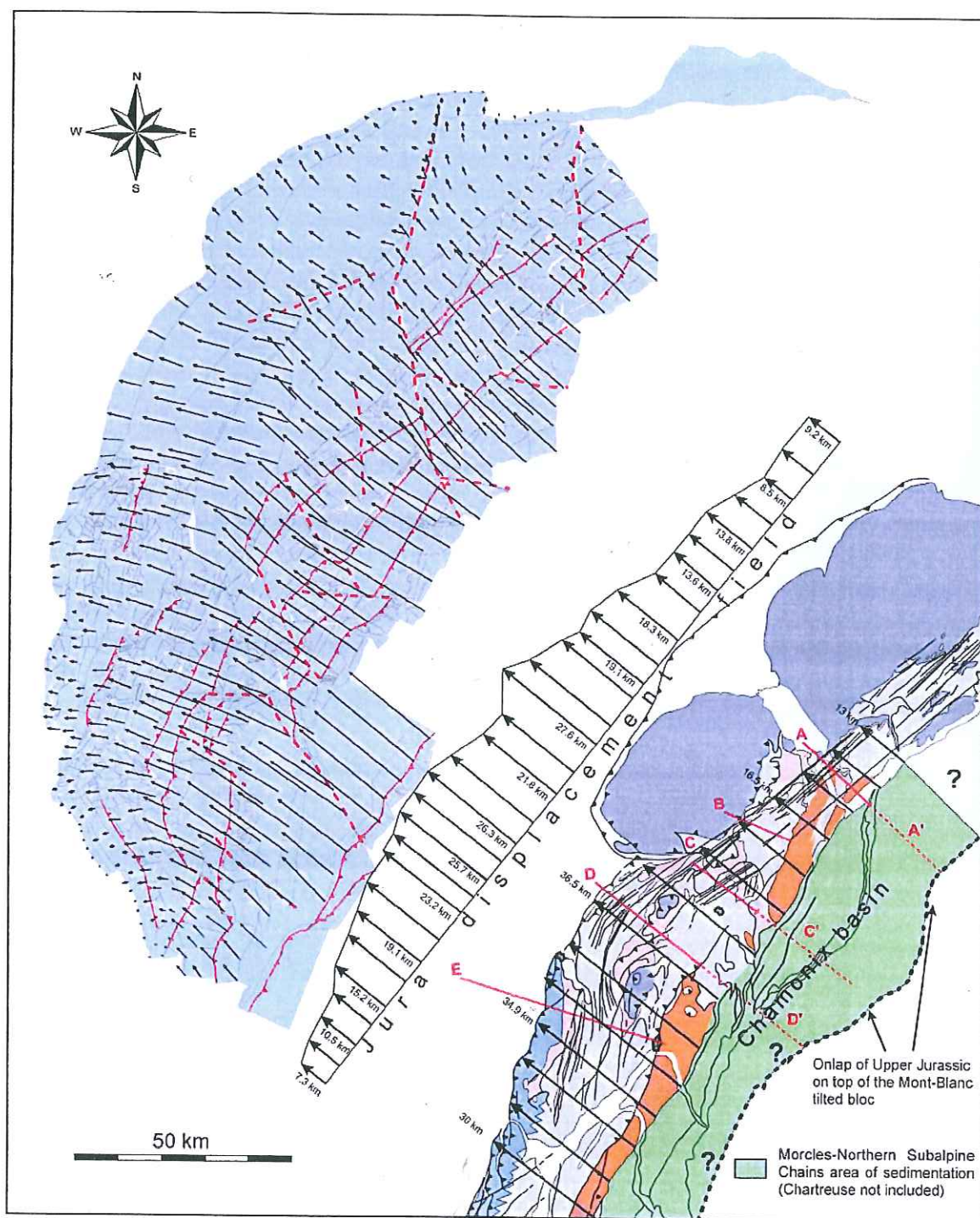
C'



D'

Bassin de Chamonix



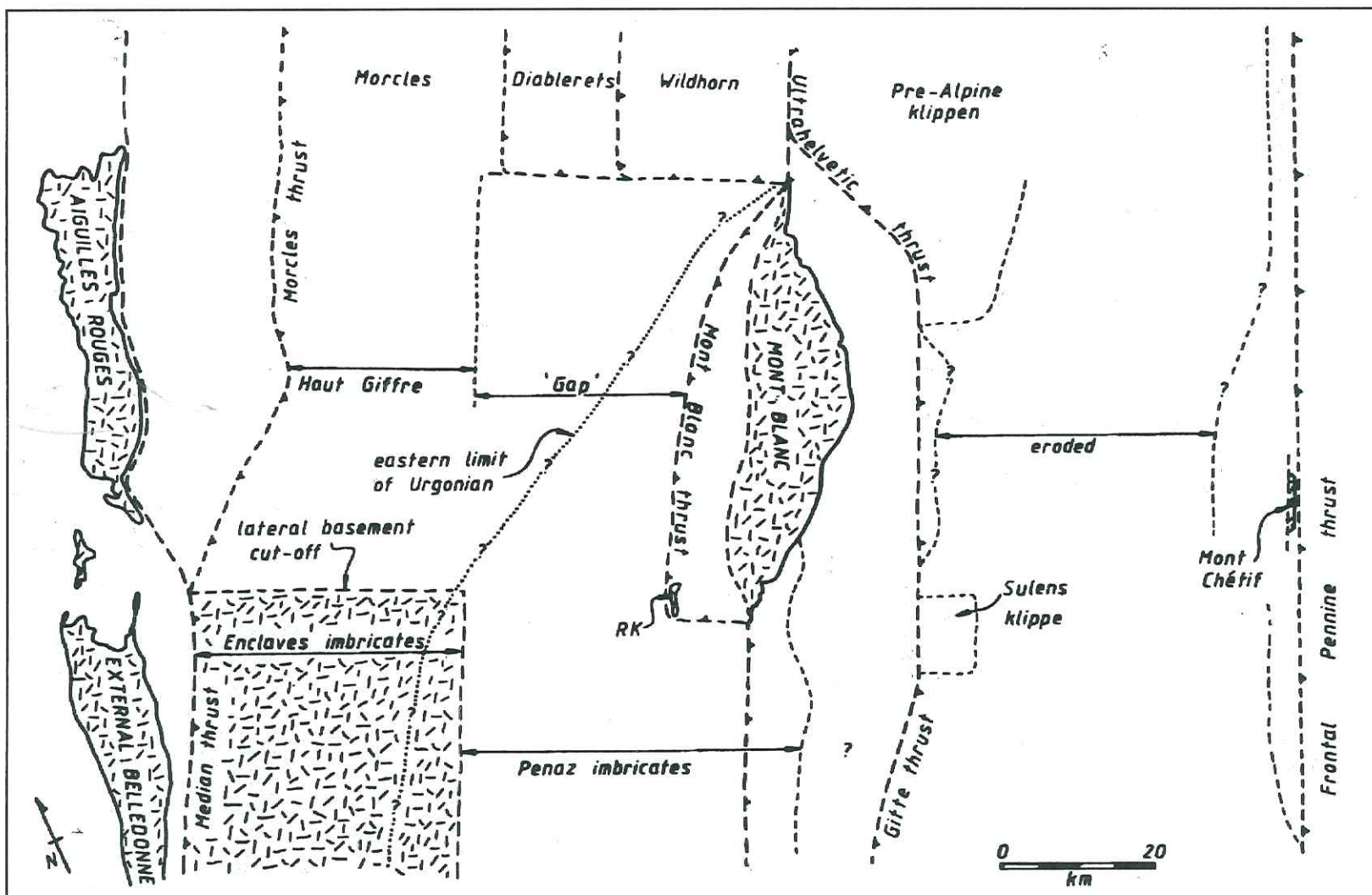


Page précédente : Figure 9.3. Champ de déplacement pour la partie frontale de la nappe de Morcles et des Chaînes Subalpines septentrionales, déduit de la rétrodéformation des coupes A, B et C de la figure 9.1 et des corrélations structurales entre ces coupes. L'état restauré (en bleu) et le champ de déplacement déterminés pour le Jura [Affolter and Gratier, 2002] sont également représentés. Dans le Jura, les principaux chevauchements et failles décrochantes sont figurés par des lignes rouges. Pour une meilleure comparaison des deux champs de déplacement, les Alpes franco-suisse ont été déplacées selon la direction des déplacements associés au Jura. L'intensité des déplacements n'a toutefois pas été respectée pour une meilleure lisibilité.

2. dans un deuxième temps nous avons fait subir une translation vers l'arrière aux séries sédimentaires du Haut-Giffre et du Platé sur les coupes B et C de telle manière à ce que ces séries se trouvent derrière les points d'ancrage.
3. finalement, une translation a été imposée aux séries décollées des coupes D et E pour respecter la continuité latérale des axes de pli entre ces différentes coupes [Ramsay, 1989].

Les déplacements déduits de la restauration des trois coupes décrites plus haut et les vecteurs déplacements interpolés entre ces coupes sont représentés sur la figure 9.3. Sur cette figure, les séries de la nappe de Morcles et des massifs du Haut-Giffre, du Platé et des Bornes proviennent d'un même bassin que nous appellerons 'bassin de Chamonix'. Ce bassin est limité par le point haut des Aiguilles Rouges vers le NW et par la bordure intérieure du massif du Mont-Blanc vers le SE. Le traitillé noir sur le côté sud-est du bassin de Chamonix montre une limite possible pour le bassin à l'arrière de la nappe de Morcles. A cet endroit, une zone de sédimentation réduite a été décrite [Trümpy, 1963]. Plus vers le SW, l'extension du bassin n'est toutefois pas connue.

Page suivante : Figure 9.4. Reconstruction palinspatique des Chaînes Subalpines septentrionales et des nappes helvétiques, d'après Butler [1985].



9.2. DISCUSSION.

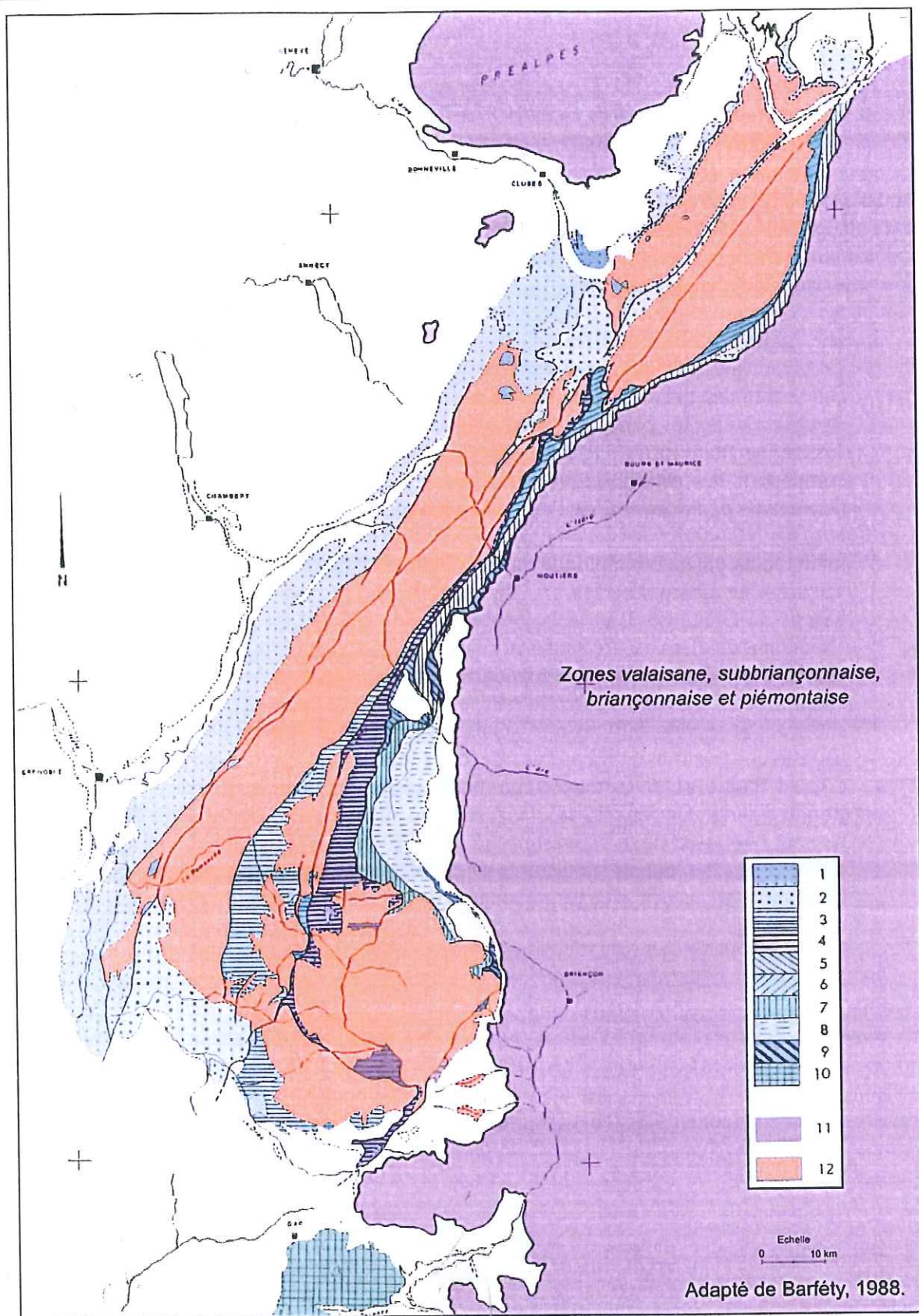
9.2.1. Comparaison avec des restaurations antérieures.

La carte palinspatique de la figure 9.3 est très proche des reconstructions de Epard [1990] et Butler [1985] (fig. 8.5 et 9.4). Par ailleurs, ce schéma est en accord avec la subdivision de la zone dauphinoise en domaines structuraux proposée par Barféty [1988] (figure 9.5). Des critères structuraux et stratigraphiques ont conduit cet auteur à subdiviser la partie externe du domaine dauphinois en deux parties (fig. 9.5):

1. une unité 'Monteynard-Haut-Giffre'. Cet ensemble couvre la rive gauche du Grésivaudan, la Combe de Savoie, le Val d'Arly et le Haut-Giffre. Il correspond à la couverture des massifs cristallins de La Mure, de Belledonne externe et des Aiguilles Rouges. Vers le Nord, Barféty [1988] décrit un amincissement progressif du Jurassique allant jusqu'à la disparition des termes inférieurs. Les points hauts du socle comportent des séries réduites : La Mure, Fau Laurent, Megève, Aiguilles Rouges (téguments de Pormenaz, de l'Aiguille du Belvédère et du pourtour de tout le massif).
2. un domaine paléogéographique qui regroupe, du Nord au Sud, la nappe de Morcles, le synclinal de Chamonix, les plis du Mont Joly, l'accident médian de Belledonne, le Massif du Grand Serre et le Valbonnais. Selon Barféty ([1988], p.492) la couverture allochtone du Haut-Giffre, mise en place sur les séries réduites des Aiguilles Rouges, fait partie de ce domaine paléogéographique : « ... dans le massif sédimentaire du Haut-Giffre-Dents du Midi, la succession des terrains débute avec le Toarcien supérieur et le reste du Lias n'a jamais été caractérisé. Il n'est donc pas considéré par les auteurs comme la couverture décollée des Aiguilles Rouges, mais proviendrait d'un domaine plus interne ; il prolonge cependant le massif des Aravis jusqu'au Rhône. » Selon Barféty [1988], la couverture allochtone du Haut-Giffre-Dents du Midi ne peut être issue de la couverture du Mont-Blanc car les séries diffèrent tant au NE qu'au SW. Cet auteur rattache par conséquent cette couverture au synclinal de Chamonix, en accord avec les travaux de Butler [1985] et Epard [1990].

Il faut également observer que le champ de déplacement que nous avons déterminé pour la partie frontale des NH-CSS est unidirectionnel et comporte une composante importante de cisaillement parallèle au transport. Ce résultat est en accord avec les travaux de Ferrill and Groshong [1993] qui ont proposé un modèle de champ de déplacement unidirectionnel comportant un gradient de déplacement significatif pour les CSS (figure 9.6). Les travaux de ces auteurs indiquent que l'arc des CSS se serait formé sous l'effet d'un cisaillement simple parallèle à une direction de transport estimée à N315°. Sur la base des marqueurs de la déformation à différentes échelles (axes de plis macro-échelle, failles macro et méso-échelle, mâcles de la calcite), ces auteurs ont comparé la répartition de la déformation avec plusieurs

Page suivante : Figure 9.5. Subdivision de la zone dauphinoise en unités structurales, selon Barféty [1988]. 1. Unité Monteynard-Haut Giffre, 2. Unité Valbonnais-Chamonix, 3. Unité Bourg d'Oisans-Pelvoux SW, 4. Unité Mont de Lans-Morges, 5. Unité du Rocheray, 6. Unité Roselette-Roc Marchand, 7. Unité Montagne de la Crevasse-Crête de la Gitte, 8. Unité du Mont Charvin, 9. Ecailles orientales, 10. Unité de Serre Ponçon, 11. Préalpes du Chablais et zones valaisanes, subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise. 12. Massifs cristallins externes.



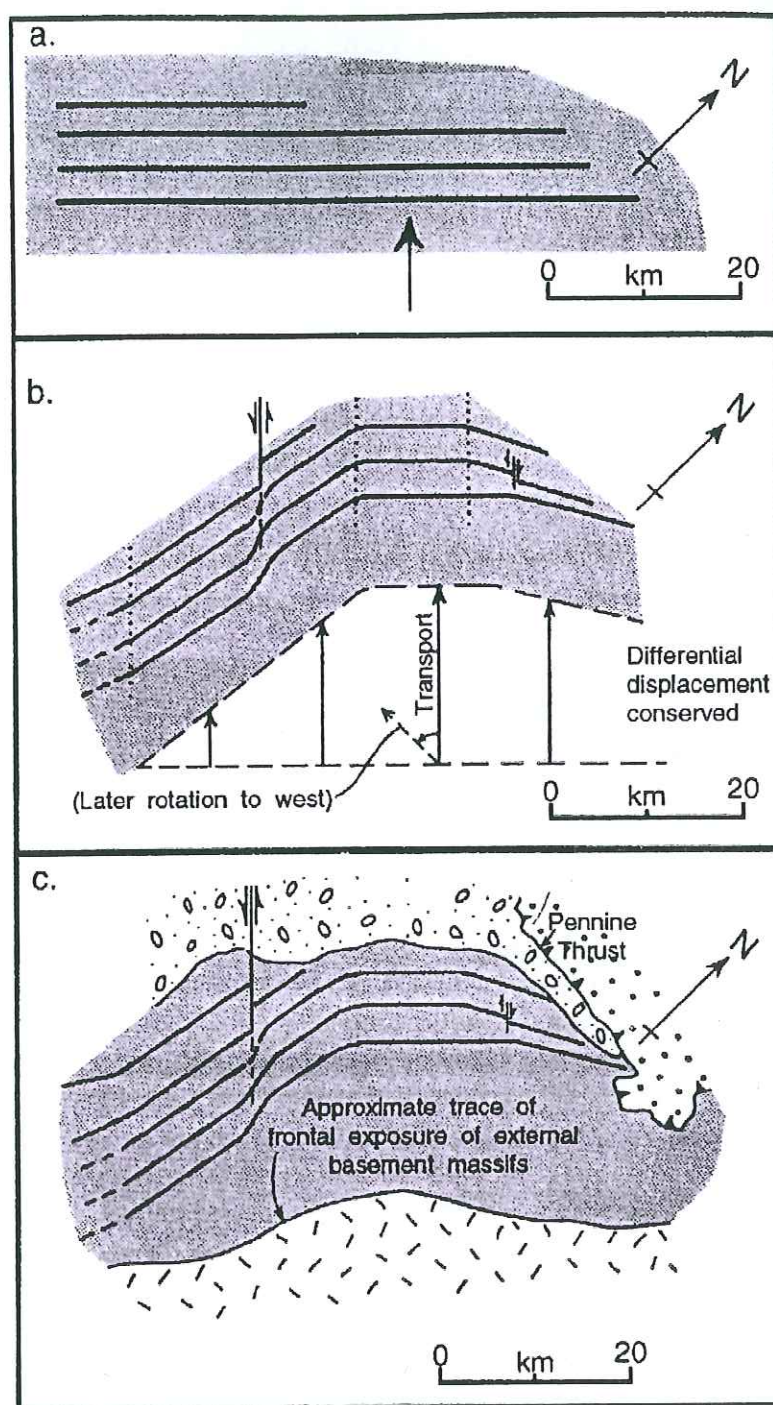


Figure 9.6. Modèle de formation de l'arc des Chaînes Subalpines septentrionales, d'après Ferrill and Groshong [1993]. a) Dans une première étape de mise en place des nappes, des axes de plis relativement cylindriques sont créés. b) Dans une deuxième étape de déformation, l'arc est formé par un cisaillement simple parallèle à un transport unidirectionnel. Les auteurs postulent une rotation postérieure de la direction de transport vers l'Ouest. c) Géométrie actuelle des axes de pli. Les traces de la faille du Vuache, de la limite d'érosion des massifs cristallins externes et des nappes penniques sont également représentées.

modèles de formation d'arc. La comparaison s'est basée notamment sur les valeurs d'extension longitudinale. Dans leur modèle, Ferrill and Groshong [1993] divisent les CSS en trois parties selon l'orientation des axes de pli : un domaine NE où les axes de pli ont une direction $N60^\circ$ qu'on peut suivre jusque dans les nappes helvétiques, un domaine central où les axes de pli sont considérés comme perpendiculaires au transport, et un domaine SW où les axes de pli ont une direction N-S. Selon Ferrill and Groshong [1993], l'intensité de la fracturation et les déformations plastiques sont suffisantes pour accommoder des valeurs d'extension longitudinale respectivement de 27% et 6% dans les domaines SE et NE, sur la base d'un modèle en cisaillement simple parallèle au transport avec un déplacement différentiel conservé entre la partie interne et le front de la déformation. Le schéma proposé par les auteurs (figure 9.6) montre une première mise en place des nappes avec formation de plis cylindriques, puis un cisaillement simple perpendiculaire aux plis. Il faut toutefois observer que ce cisaillement simple aurait pu être synchrone avec le plissement.

9.2.2. La restauration des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines dans le cadre des déformations régionales.

La continuité des axes de pli au front de la nappe de Morcles et des massifs du Haut-Giffre, du Platé et des Bornes ainsi que leur origine paléogéographique constituent deux critères importants pour proposer une carte palinspatique des domaines helvétique et dauphinois. Il faut souligner que le critère de continuité des axes de pli n'est appliqué que pour la partie frontale des nappes, car pour les zones plus internes, des structures obliques liées à des déformations tardives sont visibles.

Pour la partie frontale des nappes, nous considérons que le critère de continuité des axes de pli peut être utilisé, dans la mesure où aucune zone décrochante majeure n'interrompt les axes de pli, même si certains plis s'amortissent latéralement au front des Bornes. Les travaux de Pairis [1975] et Ramsay [1989] indiquent notamment que les axes de plis au front des nappes sont continus de part et d'autre de la dépression structurale de Flaine. La nature de cette dépression reste toutefois difficile à déterminer. En carte, un effet topographique contribue certainement à la préservation des séries cénozoïques à cet endroit.

En revanche, dans la partie interne du massif du Platé (fig. 8.1, 10 km au NE de Sallanches), des axes de pli très obliques (direction $N010$) par rapport aux plis frontaux sont observés [Pairis, 1975]. Ces axes de pli pourraient être dus à une zone décrochante sénestre, la zone de faille du Bon-Nant (pas représentée sur les figures), qui forme la terminaison SW du massif des Aiguilles Rouges [Gourlay, 1982]. Dans cette hypothèse, ces plis se seraient formés pendant la déformation tardive du socle des Aiguilles Rouges. Alternativement, ils pourraient être dus aux contraintes de direction Ouest associées à une zone décrochante dextre NE-SW d'échelle crustale qu'on peut suivre depuis la vallée du Rhône en Suisse jusque dans le synclinal médian de Belledonne, en passant par le synclinal de Chamonix [Hubbard and Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994] (ligne traitillée noire sur la fig. 8.1). Il est généralement admis que cette zone de décrochement a été initiée au Miocène et est toujours active actuellement. De manière générale elle fait partie intégrante des déplacements vers le SW qui sont à l'origine des Alpes occidentales françaises. La formation de l'arc des Alpes occidentales ne peut pas être abordée dans le cadre du présent travail. Lickorish et al [2002] donnent un résumé des modèles proposés à ce jour pour expliquer la formation de cet arc. On remarquera seulement que dans notre région d'étude, la zone de décrochement mentionnée ci-dessus est la seule structure majeure associée à un transport vers le SW. En particulier et

suivant Ferrill and Groshong [1993], nous considérons que les axes de pli de direction N-S de la partie sud-ouest de l'arc des Chaînes Subalpines Septentrionales ont été formés par un transport vers le NW. Une direction de déplacement NW est indiquée par les stries mesurées sur les plans de chevauchement [Dick, 2000] et par les linéations magnétiques mesurées dans des argilès et assimilées à des directions de transport [Aubourg et al., 1991]. En résumé, les éléments évoqués plus haut indiquent qu'un découplage des déformations miocènes a eu lieu de part et d'autre de la zone de décrochement 'vallée du Rhône-Chamonix-synclinal médian de Belledonne'. Sur cette base, nous considérons que les déplacements vers le SW qui ont formé les Alpes occidentales françaises n'interfèrent pas avec notre travail de restauration des NH-CSS.

Sur la base des déplacements déterminés pour le Jura et la partie frontale de la nappe de Morcles et des Chaînes Subalpines septentrionales, nous proposons un modèle cinématique pour les Alpes externes dans le prochain chapitre.

Partie IV

Modèle cinématique des déformations dans les Alpes externes franco-suisses

X. Modèles de propagation de la déformation dans les Alpes externes : géométrie et chronologie des déformations.

10.1. INTRODUCTION.

La figure 9.3 montre que le déplacement associé au chevauchement basal de la nappe de Morcles et des Chaînes Subalpines septentrionales augmente depuis la nappe de Morcles en direction du centre de l'arc des Chaînes Subalpines septentrionales, avant de diminuer à nouveau vers le SW. Par ailleurs, cette figure montre qu'une augmentation similaire a lieu dans le champ de déplacement du Jura. Dans ce chapitre, pour analyser la relation des champs de déplacement du Jura et du front des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines septentrionales (NH-CSS), nous donnons un bref aperçu des connaissances actuelles sur la cinématique des déformations dans les Alpes externes franco-suisse. Dans ce cadre, la relation du Jura avec les unités plus internes occupe une place importante.

Une synthèse des différents modèles proposés pour expliquer la formation du Jura a été réalisée par Burkhard [1990]. Buxtorf [1907; 1916] a été le premier à reconnaître le rôle des évaporites du Trias comme niveau de décollement majeur de la couverture mésozoïque allochtone. Le terme de "Fernschub" (poussée lointaine) a lui été créé par Laubscher [1961] pour traduire le caractère allochtone de la couverture du Jura. Les modèles autochtones [Aubert, 1945; Aubert, 1959; Gorin et al., 1993; Pavoni, 1961; Wegmann, 1963; Ziegler, 1982] impliquant le socle sous le Jura ont été réfutés par les données sismiques et les forages [Bitterli, 1972; Philippe, 1995; Sommaruga, 1995]. Il est actuellement généralement admis que le bassin molassique a été transporté passivement, 'piggy-back', au-dessus du niveau de décollement triasique pendant la déformation du Jura. La déformation se serait propagée directement de la Molasse charriée vers le Jura, en laissant une grande partie du bassin molassique faiblement affectée par la déformation [Burkhard and Sommaruga, 1998; Homewood et al., 1986]. La figure 8.2 montre une coupe synthétique allant des massifs cristallins externes (MCE) au front du Jura. Comme le montre la figure 10.1, le modèle d'une couverture allochtone dans le Jura et le bassin molassique implique que le décollement basal du Jura soit relié à un chevauchement enfoui sous les sédiments cénozoïques du bassin molassique (modèles B et C, fig. 10.1), ou alternativement à un niveau de décollement gravitaire au-dessus de la culmination des MCE (modèle A, fig. 10.1).

Une origine gravitaire du Jura (modèle A, fig. 10.1), initialement proposée par Reyer [1892] puis reprise notamment par Lugeon [1941] et Laubscher [1961; 1965], peut être écartée dans l'état actuel des connaissances pour plusieurs raisons. D'une part elle implique une extension très importante (un maximum de 28 km) à l'arrière des nappes helvétiques, sur le flanc nord-ouest des MCE, sans qu'une telle extension ne soit documentée. D'autre part, la géométrie des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines indique clairement que le soulèvement des MCE est postérieur à la mise en place de ces nappes. La direction des axes de pli dans le massif du Haut-Giffre et dans la nappe de Morcles est N060 tandis que la culmination des MCE suit une direction N040 (fig. 8.1). Finalement, le sens de cisaillement observé à la base des nappes a une vergence NW de part et d'autre des MCE, ce qui paraît incompatible avec un mouvement gravitaire relatif de la couverture par rapport à son socle.

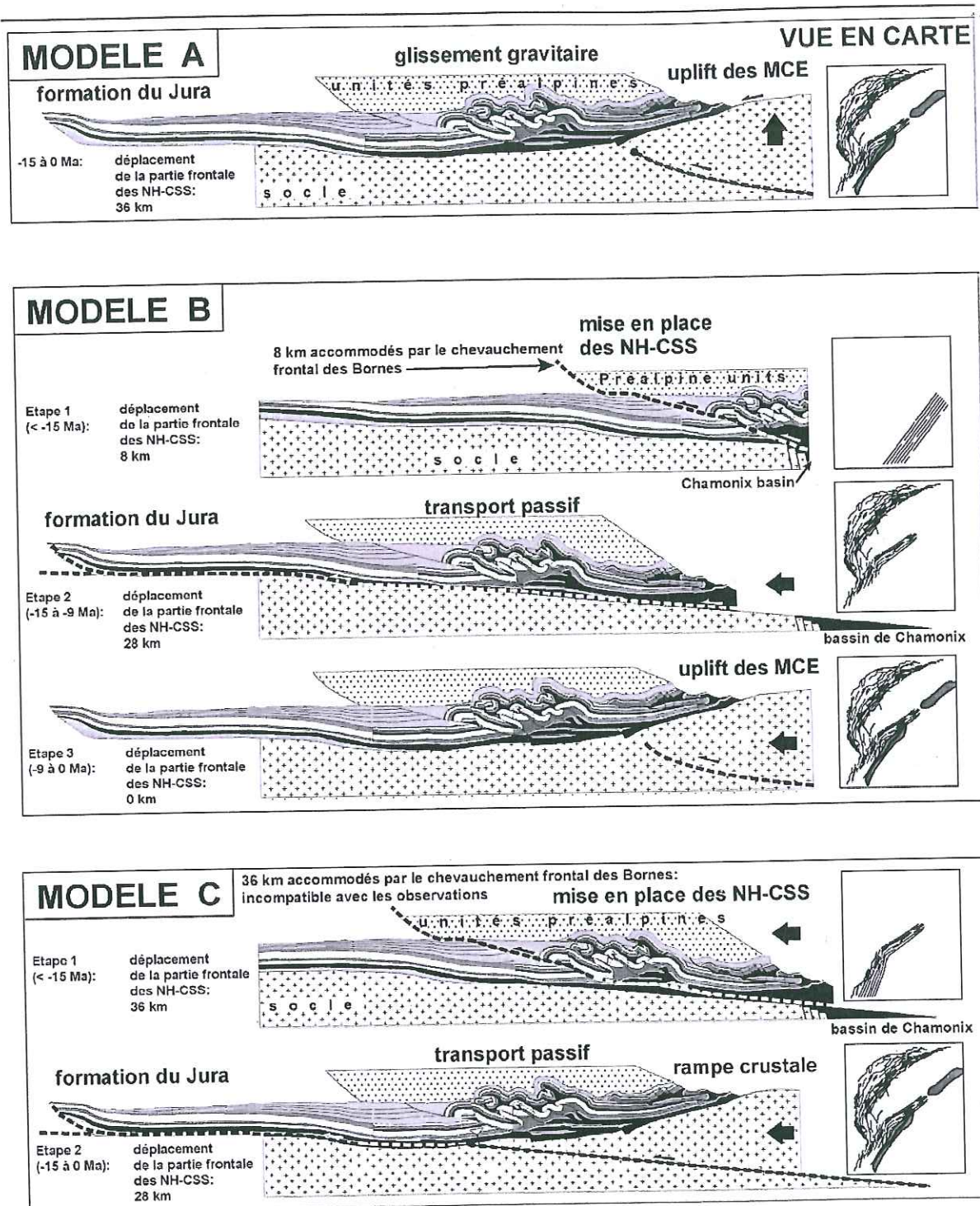


Figure 10.1. Trois modèles de la propagation des déformations dans les Alpes externes franco-suisse, présentés en coupe (à gauche) et en carte (à droite). Modèle A : glissement gravitaire de la couverture sur la culmination des MCE. Dans ce modèle, le plissement du Jura et la mise en place des NH-CSS sont synchrones. Modèle B : mise en place des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines (étape 1), plissement du Jura et transport passif des NH-CSS (étape 2), déformation des MCE sans transfert de déplacement vers l'avant-pays. Modèle C : mise en place des NH-CSS (étape 1), chevauchement des massifs cristallins externes (MCE) et transfert simultané du déplacement vers le Jura (étape 2). Dans l'étape 1 du modèle C, la position actuelle des Chaînes Subalpines par rapport au bassin de Chamonix implique que le front des Bornes a accommodé un chevauchement de 36 km et que cette flèche de chevauchement a été transférée vers la surface par l'intermédiaire du chevauchement pennique basal (chevauchement émergent). Une telle flèche de chevauchement au front des Bornes n'est toutefois pas observée.

Dans le cas du modèle B, contrairement au modèle A, le soulèvement des MCE se fait postérieurement à la formation du Jura qui est liée à la poussée des unités plus internes. Ce modèle transfère une partie des déplacements associés aux nappes helvétiques-Chaînes Subalpines vers le Jura. Le modèle B nécessite un lien entre le décollement basal du Jura dans le Keuper et le niveau de décollement des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines septentrionales (NH-CSS) dans les marnes du Lias. L'idée de relier le chevauchement basal du Jura au système des NH-CSS (fig. 10.1, modèle B) doit être attribuée à Laubscher [1973]. Cet auteur proposait un transfert du déplacement accommodé par la nappe de Morcles vers l'avant-pays : « The Morcles nappe (compression about 20 km) has pushed the Jura décollement sheet away frontally. Smoothing out of the Jura (20 km) then automatically relocates the Morcles nappe without calling for any additional corrections inside the corresponding wedge. » Par ailleurs, à l'est d'une zone transverse située au niveau du lac de Thoune, Laubscher [1973] suggérait que le Jura était relié à la nappe du Wildhorn : « ... the Jura thrust in this area (à l'est du lac de Thoune) must connect the base of the Wildhorn nappe with the basal décollement of the eastern Jura. The Wildhorn nappe thus assumes here the role of the Morcles nappe. »

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, la rétrodéformation des NH-CSS indique que le déplacement de la partie frontale des Bornes atteint une valeur maximale de 36 km (fig. 9.3). Ces 36 km correspondent à la distance actuelle qui sépare le front des Bornes du bassin de Chamonix. Le modèle B prévoit que ces 36 km de déplacement ont été accommodés en deux étapes : dans une première étape de mise en place des nappes (fig. 10.1, modèle B, étape 1), les NH-CSS ont été plissées et seulement 8 km auraient été transférés vers la surface par le front des Bornes. Dans une deuxième étape (fig. 10.1, modèle B, étape 2), le chevauchement basal des NH-CSS aurait accommodé un déplacement de 28 km. Ces 28 km auraient entièrement été transférés vers le Jura.

Le modèle C de la figure 10.1 fait l'hypothèse d'un lien entre le niveau de décollement du Jura et un ou plusieurs chevauchements crustaux au niveau des MCE. Comme nous le verrons dans le chapitre 10.2.1, l'existence de chevauchements crustaux pluri-kilométriques sur la couverture n'est pas prouvée et le modèle C est avant tout conceptuel. Alors que dans le modèle B l'essentiel du déplacement à la base des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines a été transféré vers le Jura, dans le modèle C un tel transfert de déplacement ne peut pas être invoqué puisque le Jura est relié aux MCE. Dans l'étape 2 du modèle C, un point d'ancrage montre que la couverture des NH-CSS est restée fixe par rapport aux MCE. Pour cette raison, dans le cas du modèle C, le déplacement transféré par les NH-CSS vers l'avant-pays doit être absorbé par un chevauchement émergent. Par exemple, la coupe restaurée des Alpes externes suisses proposée par Burkhard and Sommaruga [1998] (fig. 10.2) décrit les nappes helvétiques comme des duplexes de deuxième ordre ('second-order duplexes' [McClay, 1992]) dans le mur du chevauchement pennique basal. Selon ce schéma, la flèche de chevauchement à la base des trois nappes helvétiques (Morcles, Diablerets, Wildhorn (fig. 8.1)) aurait été transférée vers le chevauchement pennique basal et donc vers la surface puisque ce chevauchement est émergent. Plus vers le SW, au front des Bornes, l'étape 1 du modèle C montre que la position actuelle des Chaînes Subalpines par rapport au bassin de Chamonix nécessite un déplacement de 36 km de la partie frontale du massif des Bornes. Toutefois, la structure du front du massif des Bornes n'indique pas l'existence d'un tel chevauchement. Dans ce massif, les calcaires épais de l'Urgonien sont très continus et la structure de la partie frontal ne permet pas de transférer plus de 8 km vers la surface. Cette observation est un argument fort contre le modèle C.

Si on considère la propagation des déformations en carte (fig. 10.1, à droite), les trois modèles ci-dessus ont des implications très différentes pour l'évolution des déformations. Dans le cas du glissement gravitaire (modèle A), la propagation de la déformation est supposée progressive depuis la zone de relief (les MCE) vers la partie externe de la couverture décollée (le Jura externe). De façon similaire, le modèle B implique une propagation progressive de la déformation depuis le domaine des NH-CSS en direction du Jura. Dans la mesure où la restauration du Jura indique que la terminaison méridionale du Jura correspond à une diminution significative des déplacements accumulés vers l'avant-pays (fig. 9.3), il semble logique de considérer que dans ce modèle, l'arc des Chaînes Subalpines septentrionales est dû à la variation de déplacement observée vers l'avant-pays. Dans ce cas, cet arc se serait formé en même temps que l'arc du Jura, en réponse à un cisaillement parallèle au transport ('transport parallèle simple shear') (fig. 10.1, modèle B, étape 2). Ceci implique que les plis formés pendant la phase de mise en place des NH-CSS étaient relativement rectilignes (fig. 10.1, modèle B, étape 1). Dans le cas du modèle C, l'absence d'un lien dynamique entre les NH-CSS et le Jura implique que la formation de l'arc des Chaînes Subalpines septentrionales (CSS) serait antérieure à la formation de l'arc du Jura (fig. 10.1, modèle C, étape 1). Dans une deuxième phase de déformation, la déformation des MCE se serait propagée au Jura qui aurait formé un arc au front des NH-CSS. Dans ce cas, la formation ces deux arcs emboîtés serait indépendante et leur position serait une pure coïncidence, ce qui paraît difficile à expliquer.

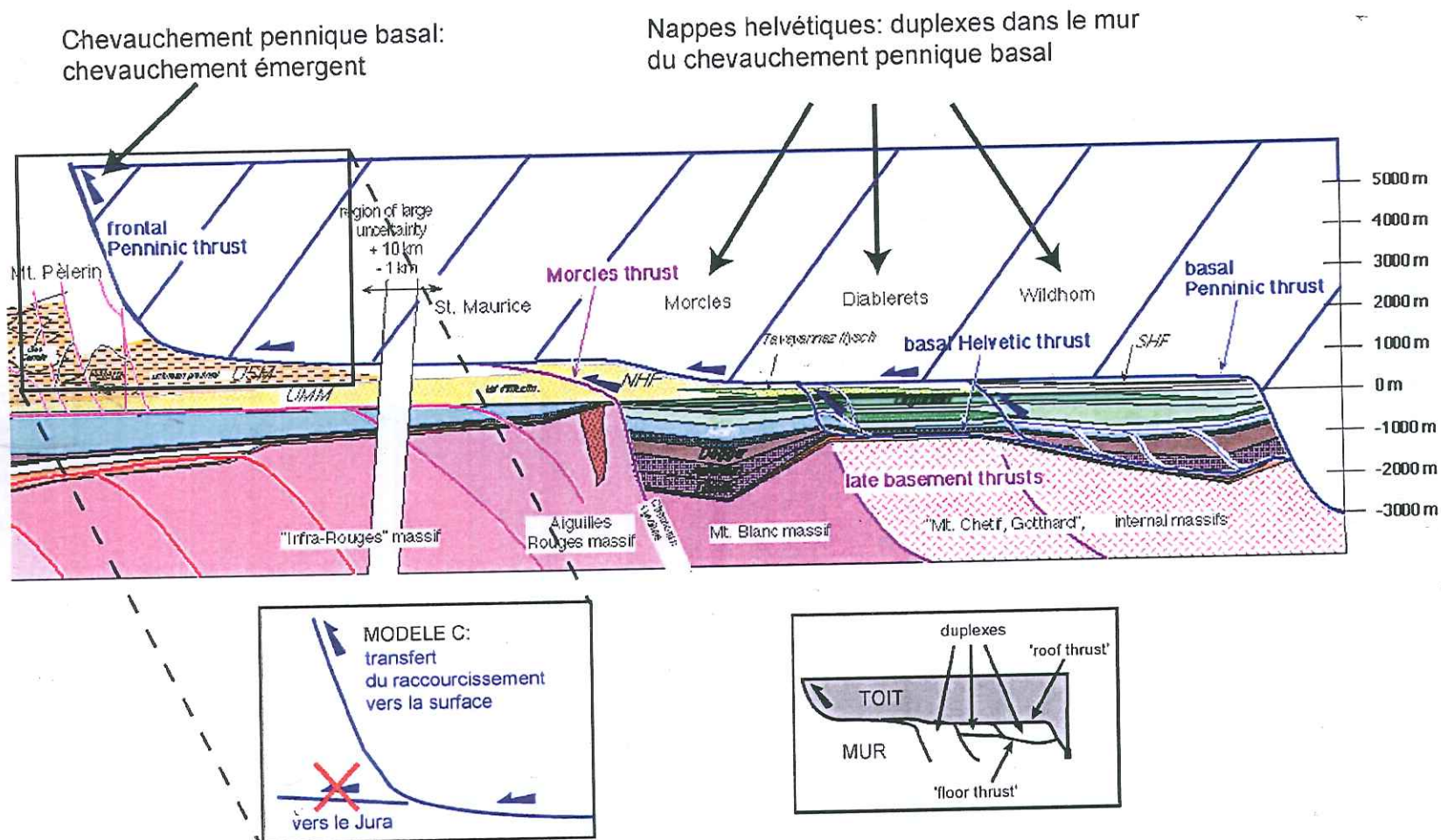
Les observations ci-dessus montrent que les modèles B et C se distinguent par les relations dynamiques entre les domaines de déformation. Ces modèles se distinguent également par la chronologie des déformations entre les différents domaines. En particulier, la chronologie du soulèvement des massifs cristallins externes par rapport aux autres déformations devrait permettre de différencier les modèles B et C. Dans le modèle B, le soulèvement est postérieur à la formation du Jura tandis que dans le modèle C il est synchrone. Dans la suite du texte, nous donnons un bref aperçu de la géologie des MCE. Dans un premier temps, nous décrivons leur géométrie actuelle et leur contexte tectonique. Dans un deuxième temps nous abordons la question de la chronologie de leur déformation.

10.2. LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.

10.2.1. Géométrie et origine des massifs cristallins externes.

Un lien entre le chevauchement basal du Jura et un chevauchement frontal supposé des massifs cristallins externes (MCE) a été proposé dès 1916 par Buxtorf. Selon cette hypothèse, la géométrie des MCE et la chronologie de leur soulèvement doit être directement liée à la formation du Jura et au transport passif du bassin molassique vers le NW. Ces deux aspects sont donc cruciaux dans l'évolution des Alpes externes.

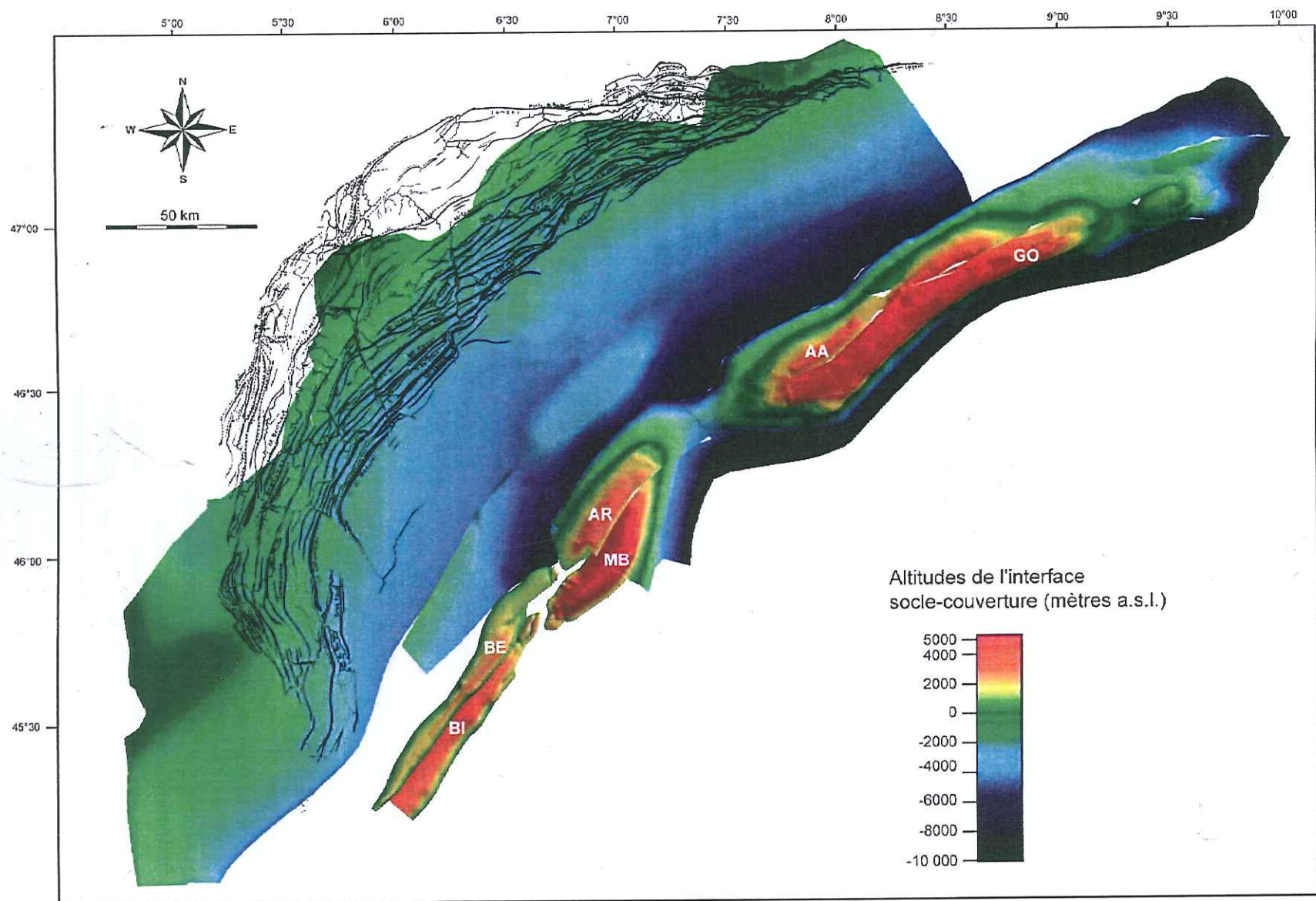
Page suivante : Figure 10.2. Coupe restaurée des nappes helvétiques, tiré de Burkhard and Sommaruga [1998]. Cette coupe est de direction NW-SE et est localisée à la terminaison NE du massif de Aiguilles-Rouges. Selon ce modèle de propagation des déformations, les nappes helvétiques (Wildhorn, Diablerets et Morcles, du SE au NW) forment des duplexes dans le mur du chevauchement pennique basal. Dans ce cas, la flèche de chevauchement à la base des nappes helvétiques est transférée vers le chevauchement pennique basal qui est lui-même émergent.



La géométrie des massifs cristallins externes est représentée sur la figure 10.3 par les isohypses contourées en couleur du toit du socle. Nous avons complété les données de Pfiffner et al [1990] et de Pfiffner et al [1997b] par une construction de l'interface socle-couverture réalisée à partir des cartes géologiques du BRGM au 1 : 50 000 (Chamonix, Cluses, St-Gervais-les-Bains, Annecy-Ugine, Bourg-St-Maurice, Albertville, La Rochette, Montmélian, Domène). Le Trias a été pris comme base de la couverture et le Permocarbone est considéré comme partie intégrante du socle cristallin. Les données sont bien contraintes pour un intervalle compris entre environ 500 m et 2500 m d'altitude. La charnière des MCE a dû être extrapolée et dans ce sens, la figure 10.3 ne représente qu'une enveloppe du contact socle-couverture. Ceci est particulièrement vrai pour les massifs du Mont-Blanc et de Belledonne interne qui peuvent comporter des écaillés de socle qui n'ont pas été individualisées sur la figure 10.3. La structure interne des MCE reste mal connue et a été l'objet de plusieurs interprétations, allant d'écaillés superficielles de croûte supérieure organisées en "anticlinal stack" [Boyer and Elliott, 1982; Laubscher, 1992] jusqu'à des anticlinaux de rampe impliquant toute la croûte [Burkhard and Sommaruga, 1998; Tardy et al., 1990]. Des modèles de déformation qui ne transfèrent pas de déplacement vers l'avant-pays, donc 'autochtones', ont également été proposés (voir plus bas). Dans ces modèles, la composante de déformation par cisaillement pur est prédominante [Marquer, 1990]. Ces modèles ne sont bien entendu pas compatibles avec un lien Jura-MCE.

Les MCE ont été interprétés comme d'anciens blocs basculés formés durant le rifting de la marge européenne au Lias et au Dogger [Lemoine et al., 1986; Lemoine et al., 1981]. Les exemples de terrain proviennent de l'extrémité W des MCE des Alpes occidentales (MCE du Pelvoux, Rochail, Taillefer, La Mure). Vers le Nord, l'intensité croissante des déformations alpines a oblitéré les structures extensives liasiques. Il est cependant possible de faire une analogie avec les structures observées plus à l'W. Dans les MCE du Pelvoux, du Rochail, du Taillefer et de La Mure, Lemoine et al [1986] décrivent des blocs crustaux ayant subi des rotations à axe horizontal de 25° à 35° et estiment les rejets des failles normales majeures à 2-3 km. La direction principale des blocs basculés est N-NE et la largeur de ces blocs est de 10 à 30 km. Comme nous l'avons vu au chapitre 8.2, la sédimentation triasique et jurassique est réduite voir absente sur les crêtes de ces blocs basculés. Le retour de la sédimentation sur ces zones lacunaires est d'âge variable. Théoriquement, le modèle de la « break-up unconformity » [Falvey, 1974] prévoit que le retour de la sédimentation post-rift doit être simultané sur les deux marges continentales créées et synchrone des premiers sédiments déposés sur la nouvelle croûte océanique. On passe alors d'une sédimentation syn-rift à une sédimentation de marge passive. Dans le cas des Alpes occidentales, le retour de la sédimentation est très variable, allant du Toarcien à l'Oxfordien [Lemoine et al., 1986]. Dans le cas du massif des Aiguilles-Rouges, les calcaires discordants sur les quartzites du Trias ont été attribués au Turonien-Sénonien inférieur par Pairis et al [1973] et Pairis [1975]. Ces données semblent indiquer que la fin de la tectonique extensive continentale s'est étalée dans le temps et varie d'un endroit à l'autre.

Page suivante : Figure 10.3. Géométrie du toit du socle sous une partie du Jura, le bassin molassique et dans les massifs cristallins externes. Sur cette figure, les sédiments permocarbone sont intégrés dans le socle. Pour l'avant-pays, les sources de données sont les mêmes que pour la figure 3.10. Dans les MCE, les données originales de Pfiffner et al [1990] et Pfiffner et al [1997b] ont été complétées à partir de cartes géologiques. AA : Aar, AR : Aiguilles Rouges, BE : Belledonne externe, BI : Belledonne interne, GO : Gotthard, MB : Mont-Blanc. Une carte des axes de plis du Jura tirée de Heim [1921] est également représentée.



10.2.2. Déformation alpine des MCE.

La déformation alpine des MCE qui s'est superposée à la tectonique extensive reste actuellement l'objet d'un débat central dans notre compréhension de l'évolution des Alpes externes. Les résultats des campagnes de sismique réfraction ont confirmé que les MCE correspondaient à un épaissement de la croûte européenne, écartant ainsi définitivement les modèles de compensation isostatique. En effet ces données indiquent que le Moho s'enfonce régulièrement sous les Alpes externes et ne montre pas de remontée à l'aplomb des MCE [Valasek and Mueller, 1997]. Toutefois, le mécanisme de déformation à l'origine de cet épaissement a fait l'objet de deux interprétations très différentes que l'on peut qualifier d'allochtone et d'autochtone. Ces deux hypothèses ont des conséquences très différentes dans la reconstruction de la marge passive européenne anté-alpine.

Modèle de déformation allochtone.

L'hypothèse d'une allochtonie des MCE (modèle C, fig. 10.1) permet d'expliquer de façon simple le soulèvement des MCE et la formation du Jura en postulant un transfert de déplacement depuis des rampes dans la croûte supérieure vers le Jura et/ou la Molasse Subalpine [Burkhard, 1990; Burkhard and Sommaruga, 1998; Buxtorf, 1916; Laubscher, 1992; Pfiffner et al., 1997c]. Dans cette hypothèse, on considère généralement que seule la partie externe des MCE est impliquée dans la formation du Jura. Il s'agirait alors des massifs de Belledonne externe et des Aiguilles Rouges et de la partie frontale du massif de l'Aar (Gastern) ou alternativement de tout le massif de l'Aar au NW du massif de Tavetsch. Il est important de remarquer que l'existence de chevauchements crustaux accommodant un déplacement allant jusqu'à 30 km est basé avant tout sur des considérations conceptuelles.

Dans l'hypothèse d'un lien dynamique entre le Jura et les MCE les plus externes (Belledonne externe, Aiguilles Rouges, Gastern), une relation devrait exister entre la surface (en 2D) ou le volume (en 3D) transférée de socle au-dessus d'éventuels chevauchements dans la croûte supérieure et l'intensité des déplacements dans le Jura. Il est toutefois très difficile de quantifier le volume transféré car la géométrie de la/les rampe(s) de socle n'est pas connue. Cependant une approche qualitative permet de faire les observations suivantes sur la figure 10.3:

- La diminution des déplacements observée dans la terminaison méridionale du Jura (chapitre 7) pourrait correspondre à la terminaison progressive de Belledonne externe vers le SW.
- Un modèle de raccourcissement au front du massif de Belledonne devrait prendre en compte les rétrochevauchements de la couverture au niveau de la terminaison SW de ce massif [Gratier et al., 1989; Philippe, 1995]. Cette composante de rétrochevauchement est difficile à estimer.
- Latéralement, la continuité des MCE est interrompue par deux dépressions structurales : la zone de faille du Bon-Nant [Gourlay, 1982] qui marque la terminaison SW du massif des Aiguilles Rouges, et surtout la dépression du Rawil qui sépare le massif des Aiguilles Rouges du massif de l'Aar. Ces deux dépressions ne coïncident pas avec des diminutions dans les déplacements du Jura. Toutefois la signification de ces dépressions en terme de surface transférée est difficile à interpréter et leur existence ne constitue donc pas un argument contre un lien dynamique entre le Jura et les MCE. La dépression du Rawil pourrait par exemple correspondre à une rampe latérale dans le socle. Dans ce cas, cette

rampe pourrait jouer le rôle d'une zone de relais entre les massifs des Aiguilles Rouges et de l'Aar, sans diminution du déplacement transféré [Burkhard, 1988].

- A l'échelle de l'arc alpin, la terminaison orientale du Jura coïncide avec la disparition du massif de l'Aar vers l'Est (figure 10.3).

Modèle de déformation autochtone.

Le modèle autochtone (modèle A, fig. 10.1) implique que les déplacements transférés vers l'avant-pays lors de la déformation des MCE sont négligeables. Par exemple Marquer [1990] a proposé un modèle de déformation en cisaillement pur au-dessus d'une zone de cisaillement dans la croûte. Le modèle de cet auteur est basé sur des observations microstructurales sur la fabrique des roches dans le massif du Gotthard. Dans ce massif, les travaux de Marquer [1990] montrent que les plans de foliation de la déformation alpine sont verticaux sur la crête du massif et qu'ils deviennent progressivement subhorizontaux vers le front du massif. Cet auteur a interprété cette géométrie 'en éventail' comme le résultat d'un mécanisme de déformation en cisaillement pur.

Il faut toutefois remarquer que cette géométrie en éventail peut également s'expliquer dans le cadre d'une déformation allochtone des MCE. Selon ce modèle, les plans de foliation initialement peu pentés auraient été verticalisés lors des déformations dans leur mur (mécanisme de formation d'un 'anticlinal stack' de socle par exemple).

En conclusion, il apparaît donc que les données de terrain ne permettent pas de distinguer les modèles allochtones et autochtones. En ce qui concerne les données géophysiques, les programmes nationaux de sismique profonde ECORS et PNR20 [Pfiffner et al., 1997a; Roure et al., 1990] n'ont pas permis de mettre en évidence de manière certaine des chevauchements de socle sur la couverture. Une ligne sismique acquise par l'industrie pétrolière et publiée par Bodmer and Gunzenhauzer [1992] pourrait toutefois indiquer un coin de matériel sédimentaire sous le front du massif de l'Aar [Pfiffner et al., 1997b].

Les données de terrain et géophysiques ne permettant pas de trancher de façon certaine entre les modèles B et C de la figure 10.1, dans la prochaine section nous nous intéressons à la chronologie des déformations. En effet, dans le modèle B de la figure 10.1, la formation du Jura doit être antérieure au soulèvement des MCE. En revanche, le modèle C de la figure 10.1 implique une déformation synchrone des MCE et du Jura. Dans la suite du texte, nous passons en revue les données qui documentent la chronologie du soulèvement des MCE.

10.2.3. Chronologie du soulèvement des massifs cristallins externes.

Une donnée centrale dans la chronologie des déformations de l'avant-pays européen provient des datations radiométriques qui documentent l'histoire du refroidissement des domaines plus internes. En particulier les traces de fission sur apatite-zircon ont permis d'établir des courbes bien contraintes de paléo-isothermes. Il faut remarquer que le passage de ces minéraux sous leur température de fermeture, qui sont respectivement de $120^\circ \pm 20^\circ$ pour l'apatite et de 200° à 250° pour le zircon [Hurford, 1986; Wagner and Reimer, 1972; Wagner et al., 1977], dépend de plusieurs facteurs, soit principalement le gradient géothermique et la profondeur par rapport à un paléorelief. Cette profondeur dépend elle-même des mouvements des points sur une verticale et de l'évolution du relief. D'autre part la variation de la position verticale absolue peut être causée par un processus d'épaississement de la croûte, i.e. un

raccourcissement tectonique, mais aussi par une simple compensation isostatique. Il n'existe donc pas de lien trivial entre la répartition actuelle des valeurs de refroidissement et l'exhumation des roches. Seules des hypothèses sur le gradient géothermique et le paléorelief permettent de lier les âges de refroidissement à des taux d'exhumation. Si on garde ces limitations à l'esprit, des observations générales peuvent toutefois être faites sur cette répartition. Burkhard [1990] utilise ainsi les données de Schaer et al [1975] et Hurford [1986] pour illustrer une corrélation entre le bombement des MCE et la géométrie des paléo-isothermes (figure 10.4a). Les données ont été projetées sur une coupe, ce qui met en évidence une corrélation entre les âges de refroidissement et l'altitude. La figure 10.4a a été utilisée par l'auteur pour illustrer la formation d'un relief structural au niveau du massif de l'Aar à partir de -15 Ma. Dans la mesure où la formation des plis les plus internes du Jura commence vers -15 Ma, une corrélation entre la déformation des MCE et le chevauchement basal du Jura semble dès lors évidente. A notre avis, deux remarques doivent être faites sur la figure 10.4a. D'une part les trois paléo-isothermes indiquent un refroidissement aussi bien des MCE que des Alpes centrales au Sud du chevauchement pennique frontal. En effet la

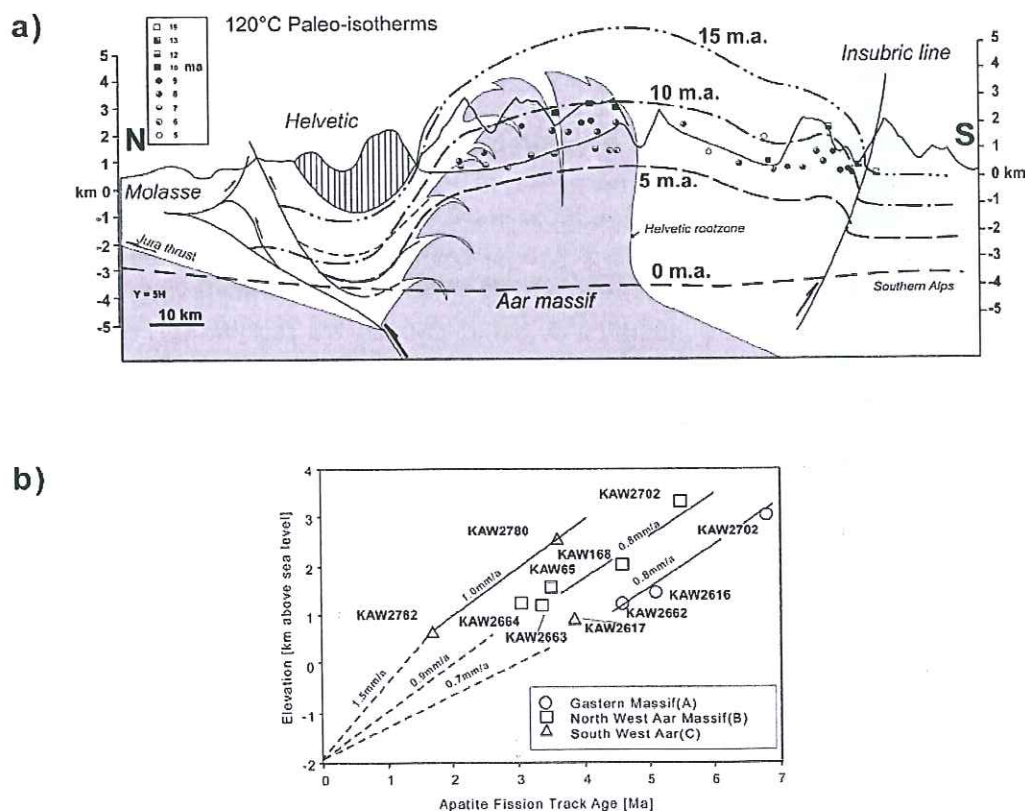


figure 10.4a ne montre pas de discontinuité des isothermes de part et d'autre de la zone des

Figure 10.4. Données géochronologiques sur les âges de refroidissement des massifs cristallins externes. a) Isothermes 120°C pour l'actuel et pour -5, -10 et -15 Ma, déterminées sur la base de traces de fission sur apatite-zircon. Tiré de Burkhard [1990]. b) Diagrammes altitude-âges de refroidissement basés sur les traces de fission sur apatite pour la partie ouest du massif de l'Aar. Tiré de Michalski and Soom [1990]. Commentaires : voir texte.

racines des nappes helvétiques. Comme nous le verrons plus bas, cette continuité apparente dans la structure des isothermes est due à la localisation de la coupe. En effet, une coupe située plus à l'Est montrerait une structure thermique différente. D'autre part, il faut remarquer que la géométrie des paléo-isothermes de la figure 10.4a a été estimée pour la partie frontale des MCE, dans la molasse charriée. La pente des isothermes au Nord du massif de l'Aar pourrait être beaucoup plus progressive, comme c'est le cas sur la bordure sud du massif.

Des données supplémentaires recueillies dans le cadre du projet suisse PNR20 ont apporté des informations nouvelles sur l'histoire thermique récente des Alpes et en particulier sur l'exhumation des MCE. Ces nouvelles données ont également mis en évidence des gradients très forts dans les paléo-isothermes au niveau de la Vallée du Rhône (fig. 8.1) et de la zone de faille du Simplon [Hunziker et al., 1997; Soom, 1990]. Ainsi l'absence de structure thermique sur la bordure sud du massif de l'Aar mentionnée plus haut pourrait être due à l'activité de la zone de faille du Simplon. Les âges de refroidissement déterminés par Michalski and Soom [1990] ont permis à ces auteurs de proposer des courbes d'exhumation en faisant des hypothèses sur le gradient géothermique et le paléorelief. Le modèle utilisé par Michalski and Soom [1990] et déjà utilisé auparavant par Wagner et al. [1977] assimile l'état initial de la croûte européenne à une surface de pénéplaination d'altitude 2200 m a.s.l. associée à un gradient géothermique de 30°/km et une température moyenne de surface de 0° C. Les modèles qui consistent à assimiler la topographie actuelle à une paléo-isotherme semblent justifiés par une forte corrélation des âges de refroidissement en fonction de l'altitude. Les diagrammes de corrélation obtenus par Michalski and Soom [1990] pour les massifs de l'Aar et du Gotthard sont représentés sur la figure 10.4b. Sur ces diagrammes, les auteurs ont extrapolé les droites en se basant sur une isotherme de 120° C à une profondeur de 1800 m b.s.l. dans le cas d'un état initial de surface de pénéplaination à 2200 m a.s.l. (gradient de 30° C/km). Les taux de soulèvement ainsi obtenus pour le massif de l'Aar sont compris entre 0.5 et 1.5 mm/an pour une période de -10 Ma à l'actuel. Du côté français, les mesures de traces de fission sur apatite réalisées par Fugenschuh et al [2002] dans la zone dauphinoise conduisent ces auteurs à proposer un taux de soulèvement comparable (0.5 mm/an) pour le Miocène dans les Alpes externes françaises.

Ces données sont importantes dans la mesure où elles confirment que les taux actuels de soulèvement mesurés par nivellement [Gubler, 1988; Gubler, 1991; Kahle et al., 1997] ont existé durant tout le Miocène supérieur. Une valeur de soulèvement de 1 mm/an de -9 Ma à l'actuel serait suffisante pour avoir provoqué une exhumation de 9 km de l'interface socle-couverture qui se trouve actuellement à environ 4000 m pour le massif de l'Aar. Dans cette hypothèse, le toit du socle se trouvait à une profondeur de 5 km il y a 9 Ma, alors que la déformation atteignait le front du Jura comme l'indiquent les données de forage de la bordure orientale de la Bresse [Demarcq et al., 1984] (fig. 4.3). Dans ce cas, un lien entre le niveau de décollement à la base des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines et du Jura est possible. En revanche, si on retient la limite supérieure possible de -3.3 Ma pour l'âge des déformations au front du Jura, l'interface socle-couverture devait se trouver à 1 km d'altitude si on considère un taux de soulèvement de 1 mm/an. De même un taux de soulèvement de 0.5 mm/an signifie qu'un relief important devait exister au niveau des MCE pendant la formation du Jura. Dans ces deux cas, un lien entre le Jura et les NH-CSS serait improbable.

En conclusion, il apparaît que les données géothermiques sur la chronologie du soulèvement des MCE ne permettent pas de distinguer les modèles B et C de la figure 10.1. L'indétermination provient de l'incertitude sur les taux de soulèvement des MCE d'une part,

et sur l'âge des déformations au front du Jura d'autre part (voir chapitre 4). Cette incertitude ne permet pas, à notre avis, d'exclure un lien entre le Jura et les Chaînes Subalpines-nappes helvétiques sur la base des données chronologiques. En revanche, comme nous l'avons vu au chapitre 10.1, le champ de déplacement déterminé pour le front des Chaînes Subalpines septentrionales et de la nappe de Morcles a des implications importantes pour la propagation des déformation dans les Alpes externes.

Dans le chapitre 11, nous proposons un modèle cinématique cohérent pour les Alpes externes sur la base de ce résultat.

XI. Un nouveau modèle pour la propagation des déformations dans les Alpes Externes franco-suisse.

Comme nous l'avons vu au chapitre 10, les trois modèles possibles de propagation des déformations dans les Alpes Externes franco-suisse se distinguent par les relations dynamiques entre les domaines de déformation et la chronologie des déformations dans ces différents domaines. Dans les faits, nous avons montré que les données sur la chronologie des déformations ne permettaient pas de différencier ces trois modèles. En revanche la position actuelle du front des NH-CSS par rapport au bassin de Chamonix et la structure actuelle du front des Bornes impliquent qu'une partie importante (28 km) du chevauchement à la base des NH-CSS a été transféré vers le Jura au cours de la propagation des déformations. Nous avons également montré qu'un lien dynamique entre les niveaux de décollement des NH-CSS et du Jura permettait d'expliquer l'emboîtement des arcs formés par ces deux chaînes.

Un problème d'un tel lien entre le Jura et les Chaînes Subalpines-nappes helvétiques provient de la différence de niveau de décollement qui se fait dans le Trias dans le Jura et dans le Lias dans les nappes helvétiques-Chaînes Subalpines. Un chevauchement basal commun nécessiterait donc le passage du Lias vers le Trias alors que la plupart des systèmes compressifs observés montrent un passage vers un étage supérieur. Une transition d'un niveau de décollement liasique à triasique ne peut toutefois pas être exclue si on considère la complexité de la géométrie du domaine helvétique avant la phase compressive alpine (figure 11.1). Une géométrie de bassins séparés par des points hauts à sédimentation réduite est probable dès le Jurassique inférieur. La propagation d'un chevauchement dans un milieu aussi hétérogène avec des épaisseurs de sédiments très variables est très difficile à prévoir et dans ces conditions, on ne peut pas exclure un lien entre le chevauchement basal du Jura et celui des nappes helvétiques-Chaînes Subalpines. Dans les Alpes externes franco-suisse, l'étude

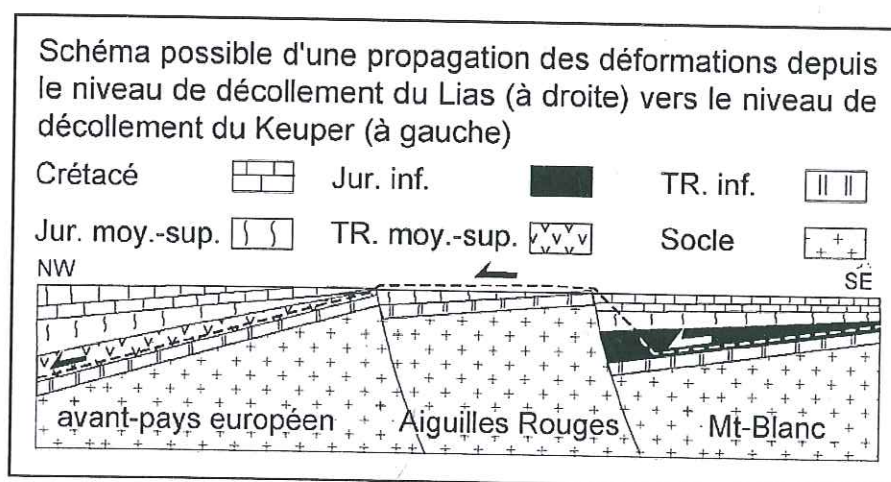


Figure 11.1. Schéma de la propagation du niveau de décollement basal des NH-CSS dans un contexte de blocs basculés. Ce schéma décrit un lien entre le chevauchement basal des NH-CSS et le niveau de décollement du Jura à gauche.

des structures extensives inversées durant la compression alpine est rendue difficile par la complexité des déformations. Des exemples sont toutefois donnés par Gillchrist et al [1987], Ramsay [1981] et Welbon and Butler [1992]. Un des mécanismes d'inversion proposés par Welbon and Butler [1992] (fig. 11.2) semble particulièrement adapté au cas des Alpes externes. Ce mécanisme d'inversion, entouré sur la figure 11.2, montre une rampe qui se forme au-dessus de la faille normale et qui se propage ensuite sous la forme d'un 'flat' dans la couverture au-dessus du cristallin. Ce cas particulier d'inversion pourrait constituer un lien géométrique entre le chevauchement basal des NH-CSS et celui du Jura, par dessus les séries réduites du massif des Aiguilles Rouges.

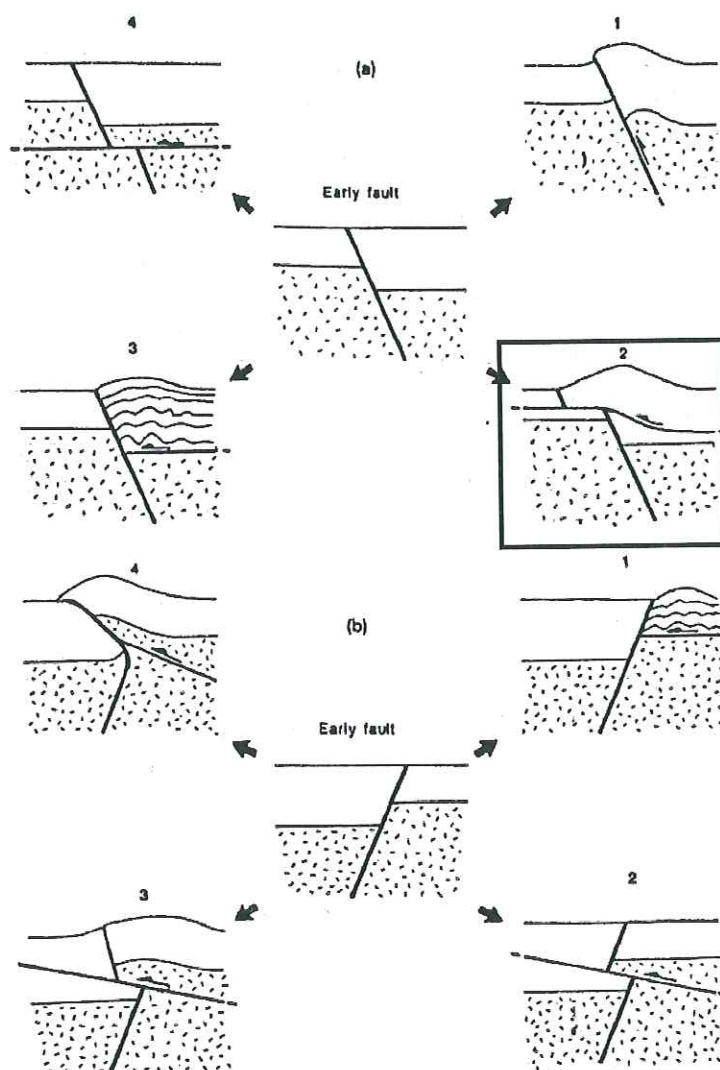


Figure 11.2. Schémas possibles de l'inversion tectonique d'une faille normale synsédimentaire, tiré de Welbon and Butler [1992]. a) cas où le pendage de la faille est de direction opposée à la compression : 1) simple réactivation de la faille préexistante, 2) une rampe qui se forme au-dessus de la faille normale se propage ensuite sous la forme d'un 'flat' dans la couverture au-dessus du cristallin, 3) un 'buckling' de la couverture a lieu contre la faille normale, 4) la faille normale est recoupée par le chevauchement. b) cas où le pendage de la faille est de même direction que la compression : 1) un niveau de décollement à l'interface socle-couverture forme un 'detachment fold', 2) la faille normale est recoupée par le chevauchement, 3) idem, mais la faille normale subit une rotation, 4) un chevauchement réactive la faille normale qui est alors inversée dans sa partie supérieure.

Il est généralement admis que la mise en place des NH-CSS a eu lieu à l'Oligocène-Miocène inférieur, i.e. avant les déformations jurassiennes. Ceci implique que la formation de l'arc des Chaînes Subalpines septentrionales a dû se former après la phase principale de mise en place des nappes, i.e. pendant la déformation du Jura. Dans ce schéma, la mise en place des NH-CSS aurait formé dans un premier temps des structures relativement rectilignes. Dans un deuxième temps, le chevauchement basal des nappes se serait propagé au bassin salifère triasique situé sous le bassin molassique et le Jura. A ce stade, un déplacement différentiel aurait formé l'arc du Jura méridional. En même temps, les NH-CSS auraient été transportées passivement et le déplacement différentiel aurait formé l'arc des Chaînes Subalpines septentrionales. Selon ce schéma, la propagation différentielle des déformations lors de la formation du Jura s'explique par la présence du bassin salifère triasique et les NH-CSS auraient joué le rôle d'un indenteur déformable. Le fait que les arcs du Jura et des Chaînes Subalpines septentrionales ne coïncident pas avec le dépôt-centre du bassin évaporitique (fig. 3.5) est probablement lié à la largeur du bassin molassique, qui est beaucoup plus développé à l'arrière du dépôt-centre qu'à l'arrière du Jura méridional. La diminution latérale de la charge lithostatique créée par la molasse au-dessus du niveau de décollement dans le Trias aurait favorisé la propagation des déformations dans le Jura méridional.

Selon le modèle cinématique ci-dessus, le déplacement différentiel associé à l'arc du Jura se répercute dans la géométrie des NH-CSS, surtout à l'arrière du Jura méridional. Dans le cadre du présent travail, il n'est pas possible de déterminer si ce déplacement différentiel au front des Alpes a une incidence sur la géométrie des unités plus internes, ou si il a été compensé par d'autres déformations (par exemple les Alpes du Sud, figure 11.3). Toutefois, il est intéressant de noter que l'indenteur constitué par le manteau lithosphérique de la plaque adriatique (position actuelle en hachuré sur la figure 11.3) montre une géométrie compatible avec un tel déplacement différentiel.

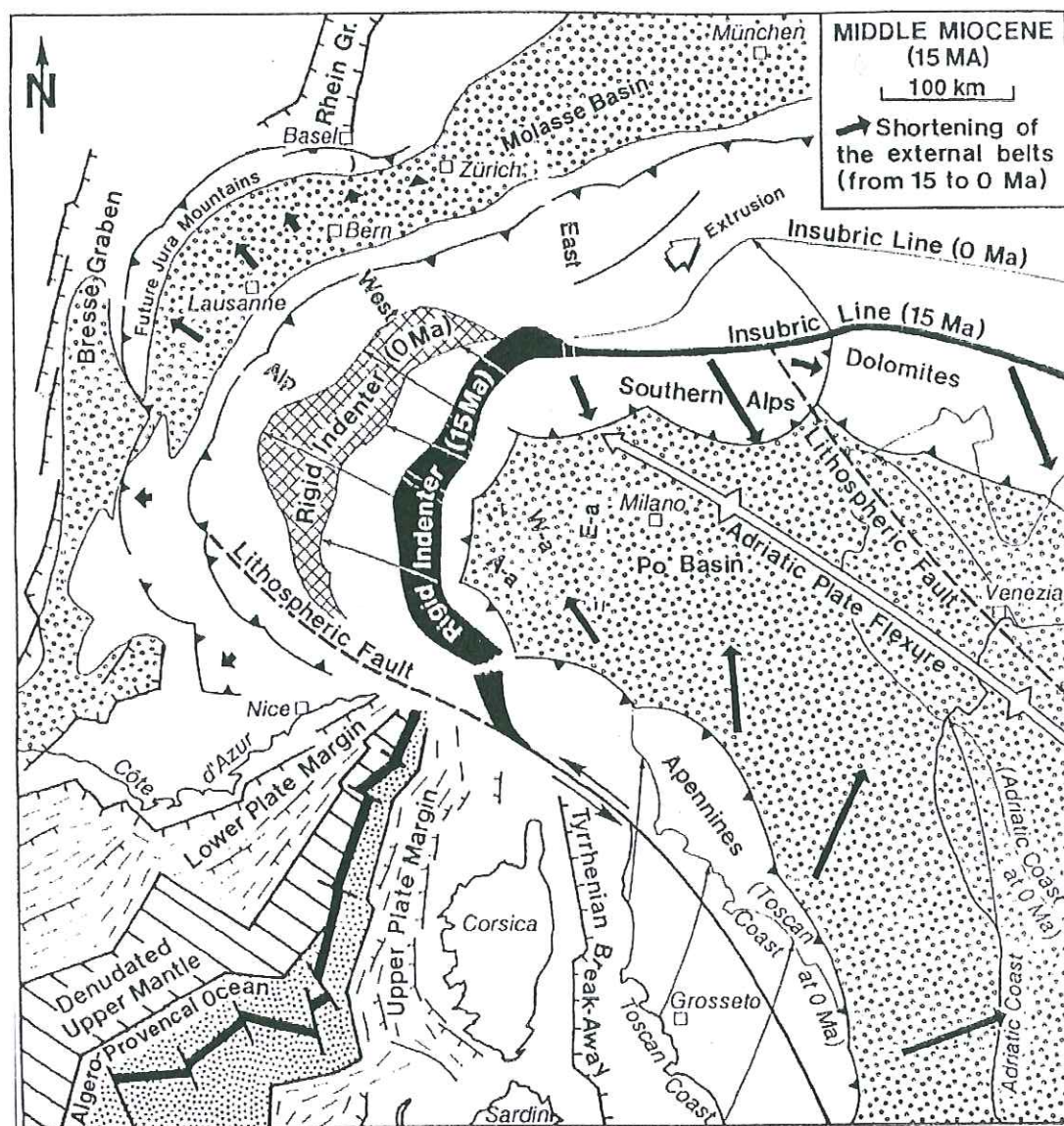


Figure 11.3. Déplacements dans les parties externes des Alpes entre le Miocène moyen et le présent, tiré de Marchant and Stampfli [1997]. La position actuelle de l'indentaire constitué par le manteau lithosphérique de la plaque adriatique est indiquée en hachuré, sa position il y a -15 Ma est représentée en noir.

Synthèse générale.

1. PRINCIPALES ETAPES D'UNE RESTAURATION TYPE.

Le 'workflow' de la page suivante résume les principales étapes d'un travail de rétrodéformation. Dans la suite du texte, nous rappelons les facteurs à prendre en compte lors de chaque étape.

Méthode numérique de rétrodéformation (1 sur le 'workflow'):

La méthode numérique choisie doit correspondre au mécanisme de déformation naturel observé à l'affleurement. Si le cas appliqué n'est pas accessible à l'observation directe (par exemple sismique 3D), les mécanismes de déformation peuvent être déduits du contexte tectonique, du domaine de température des déformations et de la rhéologie des roches (par exemple, effet d'un 'mechanical layering').

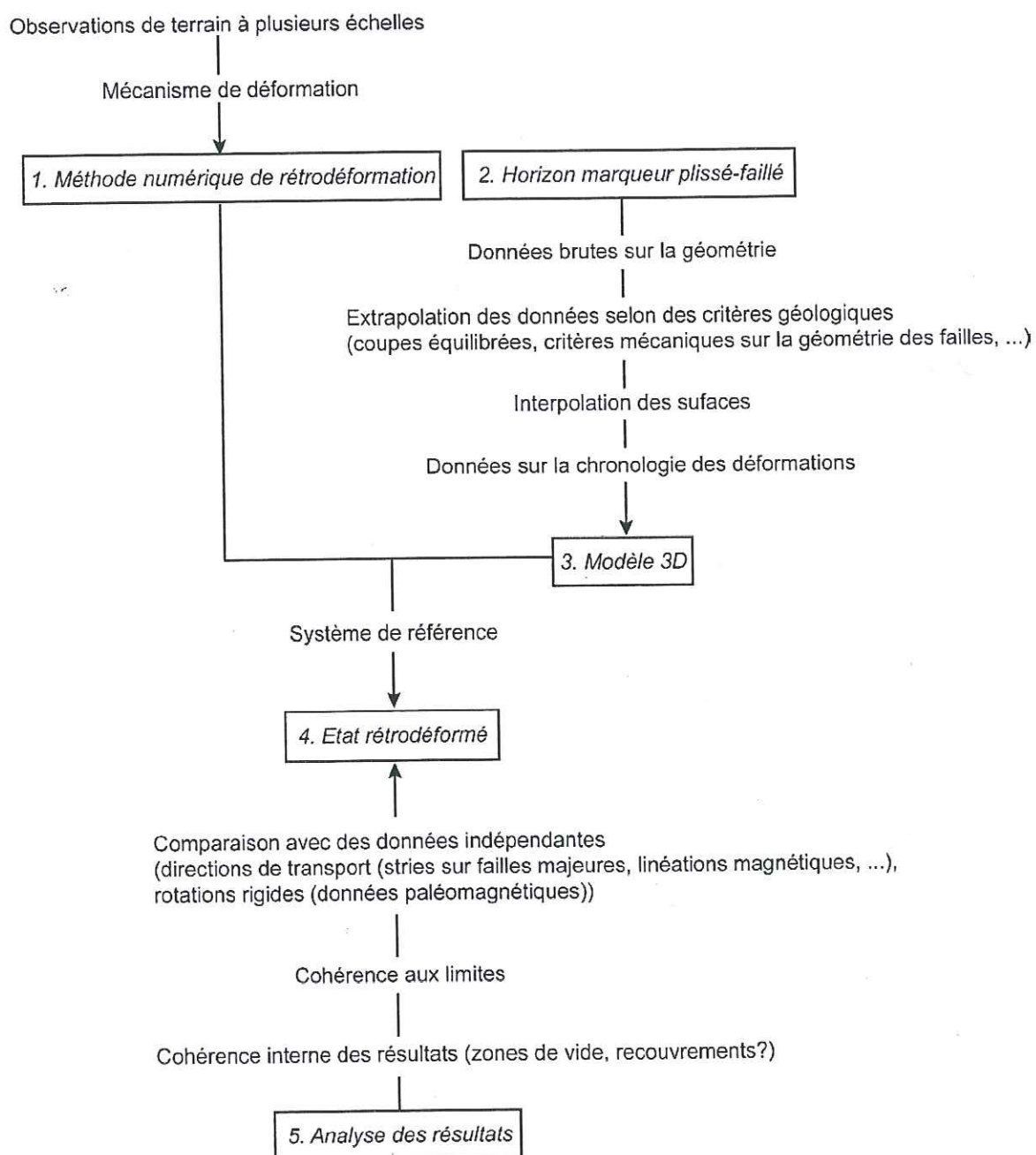
Horizon marqueur (2):

Le mode de déformation de l'horizon marqueur doit être aussi proche que possible du mécanisme idéal reproduit par la méthode numérique. Il doit donc être choisi en fonction de sa rhéologie, mais aussi en fonction de sa couverture spatiale.

Méthode de construction du bloc 3D (3):

Trois types de données 'brutes' sont habituellement disponibles pour construire un bloc 3D : les données de surfaces, les données sismiques 2D ou 3D et les forages. Sur la base de ces données, deux étapes d'interprétation sont souhaitables avant l'interpolation des surfaces. Dans un premier temps, on utilisera les données brutes pour réaliser des constructions géométriques en profondeur sous forme de coupes. On vérifiera que les coupes ne traversent pas de décrochements majeurs et sont perpendiculaires aux axes de pli. Dans un deuxième temps, on interprétera les structures en carte, en reliant les cotes de même altitude de l'horizon marqueur pour construire des courbes isohypses. Il faut souligner que l'étape d'interprétation est cruciale. Son influence sur le résultat final de la restauration devient prépondérante lorsque les données brutes sont très dispersées ou ponctuelles. Dans tous les cas, une interprétation est préférable à une interpolation directe des données brutes. Construire un modèle 3D cohérent est un processus complexe qui nécessite une bonne connaissance des facteurs qui influencent la géométrie des structures en 3D dans la nature. Les critères utilisés sont géométriques mais également mécaniques, notamment en ce qui concerne la géométrie des failles.

Dans la mesure du possible, les observations sur les mécanismes de déformations naturels doivent se faire à plusieurs échelles pour s'assurer que le mécanisme reproduit par la méthode numérique est significatif à l'échelle de travail.



‘Workflow’ d’un travail de rétrodéformation type. Commentaires : voir texte.

Détermination d'un état restauré (4):

Lors de la restauration, il est nécessaire de prendre en compte la chronologie des déformations. Dans le cas de déformations polyphasées qui impliquent des régimes de déformation très différents (compressifs et extensifs), la restauration devra se faire en plusieurs étapes. En revanche, si les déformations polyphasées impliquent un seul mécanisme de déformation (par exemple deux directions de plissement successives en 'flexural slip'), la restauration pourra se faire en une seule étape. Dans ce cas, le champ de déplacement sera la résultante des deux déformations et il faudra trouver des critères pour séparer les deux composantes.

La chronologie des déformations est également importante pour définir les limites géographiques du modèle. Il est important de s'assurer que le choix des limites spatiales du modèle n'a pas d'influence importante sur le champ de déplacement déterminé. Dans le cas de zones de transfert, la prise en compte d'une partie du système de transfert se traduit par un champ de déplacement hétérogène. Elargie à tout le système de transfert, la restauration pourra déterminer un champ de déplacement homogène. Dans ce cas, il faut vérifier que les déformations sont synchrones de part et d'autre de la zone de transfert.

La chronologie des déformations est aussi importante dans le choix d'une ligne de référence ('pin line'). Dans le cas de restaurations régionales, le problème ne se pose en principe pas, car le front de la déformation peut être choisi comme ligne de référence. En revanche, dans le cas d'une rétrodéformation locale, on veillera à ce que la ligne de référence ne recoupe pas une zone de transfert importante.

Analyse des résultats (5):

En principe, à un état déformé correspond un état restauré unique. Dans ce cas, les méthodes de restauration apportent des données indépendantes sur les directions de transport ou les rotations rigides à axe vertical. Les méthodes de restauration constituent en effet un moyen fiable de déterminer les directions de transport à l'échelle régionale. Ces directions peuvent alors être comparées avec les directions de transport déterminées sur d'autres critères, la direction des stries sur les plans de failles majeurs par exemple. En revanche, il faut rester prudent sur la signification des rotations rigides déduites d'une restauration. Ces valeurs indiquent des rotations régionales qui ne correspondent pas forcément aux rotations documentées par paléomagnétisme. Les données paléomagnétiques sont des données ponctuelles qui sont potentiellement très sensibles à la géométrie et à la hiérarchie des failles. Une comparaison entre les valeurs déduites d'une restauration et du paléomagnétisme devrait donc se limiter aux cas où les données paléomagnétiques sont cohérentes à l'échelle régionale.

En dehors des critères indépendants qui permettent de tester la validité d'une restauration, comme les données paléomagnétiques ou les directions de stries sur les chevauchements majeurs, la cohérence de la restauration est indiquée par l'absence de zones de vides ou de recouvrements dans l'état rétrodéformé. Un état restauré sans vides ni recouvrements indique que les déformations ont été bien quantifiées. Ceci est vrai à l'échelle régionale où la restauration d'une partie du modèle est contrainte par la restauration d'une autre partie du modèle. En revanche, dans le cas de restaurations à l'échelle locale, aucune contrainte latérale n'existe et les problèmes liés à une mauvaise quantification de la déformation peuvent être

reportés aux limites du modèle. Dans le cas d'une restauration locale, on vérifiera donc que les directions de déplacement aux limites sont compatibles avec les directions attendues pour les structures non restaurées.

2. RESULTATS DE LA RESTAURATION DES CAS APPLIQUES : LE JURA ET LA PARTIE FRONTALE DES NAPPES HELVETIQUES-CHAINES SUBALPINES SEPTENTRIONALES.

Le Jura

La rétrodéformation tridimensionnelle de deux horizons repères du Jura a montré que le champ de déplacement du Jura est unidirectionnel dans sa partie interne et diverge progressivement vers le front des déformations. Le changement de direction des vecteurs déplacement est très progressif, en dehors des cas de partitionnement de la déformation au niveau de failles décrochantes. Le déplacement peut en effet être décomposé en deux vecteurs obliques de part et d'autre d'une faille décrochante. On observe également que dans l'état restauré, les vecteurs déplacement sont perpendiculaires à la trace des futurs chevauchements. En revanche, dans l'état déformé, on observe une obliquité pouvant atteindre 30° entre les plis les plus internes du Jura et les vecteurs déplacement. Cette obliquité est due au gradient de déplacement important observé à l'intérieur de la zone de déformation du Jura méridional. Ce gradient correspond à une rotation antihoraire de 30° . Les plis les plus internes du Jura méridional ont donc subi une rotation passive importante lors de la propagation de la déformation vers l'avant-pays, au contraire des plis externes du Jura méridional qui n'ont pas subi de rotation importante. On peut donc considérer que l'arc externe du Jura constitue un arc primaire, tandis que dans le Jura méridional interne, la rotation est substantielle. A l'arrière des plis internes du Jura méridional, le gradient de déformation est en partie compensé par un déplacement différentiel au front du massif des Bauges. Une incertitude existe sur le rejet total du chevauchement au front des Bauges et sur la composante miocène de ce rejet. Toutefois, même si on retient la valeur supérieure des estimations du rejet total et qu'on attribue tout ce chevauchement à la tectonique miocène (i.e. déformations synchrones du Jura), une rotation de 12° persiste à l'arrière du front des Bauges. A partir du Jura méridional et en direction du NE, les déplacements atteignent une valeur maximale de 28 km au centre de l'arc du Jura. Plus vers le NE, ils diminuent à nouveau en direction de Zürich, où les déplacements sont nuls. Ce gradient de déplacement doit correspondre à une rotation horaire de 10° du bassin molassique suisse, ou alternativement à une déformation en cisaillement simple correspondante.

La rétrodéformation du Jura a également permis de déterminer les valeurs de rejet relatif des principaux décrochements. L'observation des déformations dans les deux compartiments de ces failles indique qu'elles sont synchrones des chevauchements et non postérieures. Elles doivent donc être considérées comme des failles de déchirement ('primary tear faults') qui ont joué le rôle de zones de relais entre les chevauchements. Les failles de Pontarlier et du Vuache illustrent bien ce mécanisme. Dans le cas de la faille de Pontarlier, le rejet sénestre augmente progressivement depuis le 'tip point' à l'extrémité nord de la faille en direction du Sud, où le rejet maximum est de 9 km. A ce niveau, l'apparition du chevauchement du Mont-Tendre dans le compartiment occidental de la faille absorbe une partie importante du rejet, qui n'est plus que de 4 km. Des déformations dans le bassin molassique compensent probablement totalement ces 4 km plus vers le Sud. Dans le cas de la faille du Vuache, le rejet maximum déterminé est de 7 km pour le segment de la faille situé dans la Haute Chaîne du

Jura. Plus vers le SW, ce rejet est absorbé par des failles conjuguées dextres qui viennent se brancher sur la faille du Vuache. Ces failles dextres sont les failles de Trébillet et de Droisy. Cette diminution du rejet vers le SW explique le faible décalage sénestre (environ 2 km) qui sépare les montagnes d'Age et de Mandallaz au NE du lac d'Annecy.

Les nappes helvétiques-Châînes Subalpines septentrionales

Dans le cas de la rétrodéformation des Châînes Subalpines septentrionales et de la partie frontale des nappes helvétiques (nappe de Morcles), les données sur la géométrie 3D des structures sont plus fragmentaires. En particulier, les fortes variations d'épaisseur des sédiments liées à la tectonique extensive liasique d'une part et l'absence de données précises sur la géométrie du socle introduisent une incertitude sur la géométrie des structures en profondeur. Dans ce contexte, l'état restauré que nous proposons pour les Châînes Subalpines septentrionales et la nappe de Morcles est basé sur trois coupes équilibrées qui sont bien contraintes par les données de surface, ou éventuellement des données sismiques sur le toit du socle (profil ECORS). Pour corréler les structures entre elles, nous avons également utilisé deux coupes supplémentaires. Nous avons par ailleurs utilisé des données sur la continuité des axes de pli pour corréler les structures latéralement. Malgré ces données, des incertitudes persistent sur la corrélation des parties internes des nappes, en particulier la relation des nappes helvétiques des Diablerets et du Wildhorn avec la nappe des Aravis. Pour cette raison, le champ de déplacement proposé concerne uniquement la partie frontale des Châînes Subalpines septentrionales et de la nappe de Morcles.

Les cinq coupes décrites indiquent que le front des Châînes Subalpines septentrionales et de la nappe de Morcles chevauchent les séries autochtones de la bordure SE du domaine jurassien. Cette bordure est en effet constituée par des blocs basculés, probablement formés à partir du Lias, qui ont individualisé des bassins séparés par des points hauts situés sur la crête des blocs. Les séries réduites déposées sur les crêtes des blocs apportent une contrainte importante sur le rejet du chevauchement du front des Châînes Subalpines septentrionales et de la nappe de Morcles. Au niveau de la nappe de Morcles, le chevauchement se fait par l'intermédiaire d'un flanc inverse très développé, tandis que plus vers le SW les séries allochtones sont décollées au niveau du Lias. Au SW de la vallée de l'Arve, les séries réduites des Aiguilles Rouges disparaissent et la couverture du massif des Bornes semble para-autochtone au-dessus du massif de Belledonne Externe. Les corrélations des axes de plis dans la couverture des Châînes Subalpines septentrionales de part et d'autre de la vallée de l'Arve nécessitent cependant de restaurer la couverture des Bornes dans le synclinal médian de Belledonne. L'aire de dépôt des séries épaisses de la nappe de Morcles et des Châînes Subalpines septentrionales correspondrait à un bassin délimité vers le NW par le haut-fond des Aiguilles Rouges et connu sous le nom de 'bassin de Chamonix'.

Le champ de déplacement détaillé que nous proposons pour la partie frontale des Châînes Subalpines septentrionales et de la nappe de Morcles est conforme aux schémas paléogéographiques les plus récents proposés pour cette région. Ce champ est unidirectionnel, conformément aux données de stries sur les chevauchements et aux directions de linéations magnétiques qui sont assimilées à des directions de transport. Ce champ comporte une composante importante de cisaillement parallèle au transport, en accord avec les observations antérieures sur la distribution spatiale de l'extension longitudinale dans l'arc des Châînes Subalpines septentrionales. Les déplacements augmentent de 13 km pour le front de la nappe de Morcles, à 36 km au centre de l'arc des Châînes Subalpines septentrionales. Plus vers le SW, le déplacement diminue à 30 km au niveau de Chambéry.

3. MODELE DE PROPAGATION DE LA DEFORMATION DANS LES ALPES EXTERNES FRANCO-SUISES.

Dans le passé, plusieurs modèles ont été proposés pour décrire la propagation des déformations dans les Alpes externes franco-suisse. Ces modèles se distinguent avant tout par la chronologie relative de la formation du Jura par rapport aux autres déformations. Un premier modèle de glissement gravitaire de la couverture au sommet des MCE implique que le soulèvement des MCE est synchrone à la fois des déformations dans les Chaînes Subalpines-nappes helvétiques et dans le Jura. Le deuxième modèle propose un lien entre le chevauchement basal du Jura et le niveau de décollement à la base des Chaînes Subalpines-nappes helvétiques. Dans ce cas, le soulèvement et la déformation des massifs cristallins externes doivent être postérieurs à la formation du Jura. Un troisième modèle relie le chevauchement basal du Jura avec un chevauchement crustal sous les massifs cristallins externes (MCE), ce qui implique, bien entendu, que les déformations sont synchrones dans les deux domaines. Si des critères structuraux permettent d'écarter le premier modèle de glissement gravitaire, en revanche, il est à première vue très difficile de distinguer les deux autres modèles. Cette difficulté provient des incertitudes sur le mécanisme de déformation des MCE, d'une part, et des incertitudes sur la chronologie des déformations, d'autre part.

Une étude des données sur la chronologie des déformations dans les différents domaines indique en effet que ces données ne sont pas décisives. Les données sur la chronologie des déformations dans le Jura montrent que la déformation a débuté il y a environ -15 Ma dans la partie interne du Jura méridional et a atteint le front de la chaîne entre -9 et -3.3 Ma. En ce qui concerne le soulèvement des MCE, les données de traces de fission sur apatite indiquent que le taux de soulèvement des MCE était de 0.5 à 1.5 mm/an pendant les 10 derniers millions d'années. L'incertitude de 5.7 Ma sur la fin de la phase de déformation 'thin-skinned' du Jura ainsi que l'incertitude de ± 0.5 mm/an sur le taux de soulèvement des MCE ne permettent pas de distinguer les deux modèles de formation du Jura.

En revanche, l'absence d'un chevauchement émergent majeur à l'intérieur du massif des Bornes ou au front de ce massif implique qu'une partie du chevauchement à la base des Chaînes Subalpines a dû être transféré vers l'avant-pays, i.e. vers le Jura. Cette observation correspond bien avec l'évolution latérale des déplacements qui est similaire dans le Jura et dans les Chaînes Subalpines. Selon cette interprétation, l'emboîtement des arcs du Jura méridional et des Chaînes Subalpines septentrionales ne serait pas fortuit mais serait le résultat d'un transfert de déplacement depuis le chevauchement basal de la nappe de Morcles et des Chaînes Subalpines vers le décollement dans le Trias sous le Jura. Ce mécanisme implique un transfert de déplacement d'un niveau de décollement liasique vers un niveau de décollement triasique. Cette transition s'explique bien si on considère que le bassin évaporitique du Trias présent sous le Jura et le bassin molassique disparaît progressivement en direction des MCE. Par ailleurs, la géométrie de blocs basculés de la bordure SE du domaine jurassien a probablement facilité un tel lien géométrique.

Il est important de remarquer qu'un transfert de déplacement entre le Jura et les Chaînes Subalpines-nappe de Morcles ne signifie pas nécessairement que la formation du Jura soit synchrone de la principale phase de mise en place des Chaînes Subalpines et de la nappe de Morcles. On considère généralement que la phase de déformation principale dans le domaine dauphinois septentrional et dans les nappes helvétiques a eu lieu à l'Oligocène et au Miocène inférieur. Dans ce cas, la formation de l'arc des Chaînes Subalpines septentrionales se serait formé après cette première phase de mise en place des nappes, lorsque le chevauchement

basal s'est propagé vers l'avant-pays et a rejoint le niveau de décollement du bassin évaporitique du Trias. Durant cette deuxième phase de déformation, un raccourcissement différentiel de l'avant-pays, i.e. du Jura, aurait formé simultanément les deux arcs. Ce raccourcissement différentiel s'explique par la disparition du niveau de décollement évaporitique en direction de l'Île Crémieu et de la Chartreuse. Le fait que les deux arcs ne coïncident pas avec le dépôt-centre du bassin évaporitique s'explique également par la diminution vers le SW de la charge lithostatique créée par les dépôts molassiques. Cette diminution latérale a probablement permis une déformation précoce de la couverture mésozoïque dans la partie méridionale du bassin molassique (anticlinaux du Salève, du Gros Foug, ...) par rapport au Jura central où le bassin molassique est beaucoup plus développé.

Finalement, il faut remarquer que ce modèle de propagation des déformations implique que la quantité de déplacement transférée vers l'avant-pays par la déformation des massifs cristallins externes est négligeable. Dans ce cas, le soulèvement des massifs cristallins externes pourrait résulter d'un mécanisme de déformation de type 'fault propagation folding' au-dessus d'une zone de cisaillement dans la croûte supérieure.

References

- Amberger, G., L'Autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles-Rouges, PhD thesis, Université de Genève, Impr. populaire, 1960.
- Aragno, P.O., Carte des isohypses du toit du Portlandien, région du Pâquier (Neuchâtel), unpublished Master thesis, Neuchâtel, 1994.
- Argand, E., La tectonique de l'Asie, in *13th International Geological Congress Conf. Proceedings*, pp. 171, Brussels, 1924.
- Aubert, D., Le Jura et la tectonique d'écoulement, *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, 8, 217-236, 1945.
- Aubert, D., Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura, *Bull. Soc. Neuchâtel Sci. Nat.*, 81, 47-54, 1958.
- Aubert, D., Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura, *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, 12, 93-152, 1959.
- Aubert, D., Le lapié fossile des Verrières (Doubs), *Ann. sci. Univ. Univ. Besançon*, 3, 85-88, 1972.
- Aubourg, C., P. Rochette, and P. Vialon, Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alps), *Tectonophysics*, 185, 211-223, 1991.
- Audibert, M., Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée, Université de Rennes 1, 1990.
- Ayrton, S., Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France, *Eclogae geol. Helv.*, 65, 321-326, 1972.
- Ayrton, S., La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale), *Eclog. geol. Helv.*, 73, 137-172, 1980.
- Baby, P., B. Guillier, J. Oller, and G. Montemurro, Modèle cinématique de la Zone Subandine du Coude de Santa Cruz (entre 16° et 19°S, Bolivie) déduit de la construction de cartes équilibrées, *C. R. Acad. SC. Paris*, 317, 1477-1483, 1993.
- Bachmann, G.H., G. Dohr, and M. Mueller, Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany., *Bull. Amer. Ass. Petroleum Geol.*, 66, 2529-2542, 1982.
- Barfèty, J.C., Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône: étude stratigraphique et géodynamique (zone externe des Alpes occidentales françaises), in *Documents du B.R.G.M.*, vol. 131, pp. 655, 1988.
- Becker, A., The Jura Mountains - an active foreland fold-and-thrust belt?, *Tectonophysics*, 321, 381-406, 2000.
- Bennis, C., Synthèse de textures hiérarchiques planes: développement de surfaces 3D pour un placage de textures minimisant les distorsions, PhD thesis, 180 pp., Université d'Orsay, Paris, 1990.
- Berger, J.-P., Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: application to the Swiss Molasse Basin, *Eclogae geol. Helv.*, 85, 573-609, 1992.
- Bergerat, F., Etude géologique du Revermont septentrional, PhD thesis, Paris VI, Paris, 1974.
- Besse, J., and V. Courtillot, Revised and synthetic apparent polar wander path of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma, *Journal of Geophysical Research*, 96, 4029-4050, 1991.
- Bienfait, P., Géologie appliquée aux tunnels routiers de la cluse de Nantua (Jura méridional): étude stratigraphique, structurale et géotechnique, unpublished PhD thesis, 127 pp., University of Lyon I, Lyon, 1981.
- Bitterli, P., Erdölgeologische Forschungen im Jura, *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing.*, 39, 13-28, 1972.
- Bitterli, T., Die Dreidimensionale Massenbilanz - ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der regionalen Kinematik (Schuppenzone von Reigoldswil, Faltenjura), *Eclogae geol. Helv.*, 81, 415-431, 1988.
- Bitterli, T., The kinematical evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3D-dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountain, Switzerland), *Eclogae geol. Helv.*, 83, 493-511, 1990.
- Blondel, T., Etude tectonique de la partie septentrionale de la montagne de Vuache (Haute-Savoie, France), unpublished Master thesis, 115 pp., University of Geneva, Geneva, 1984.
- Blondel, T., J. Charollais, U. Sambeth, and N. Pavoni, La faille du Vuache (Jura méridional): un exemple de faille à caractère polyphasé, *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 79, 65-91, 1988.
- Bodmer, P., and B. Gunzenhauser, TKG Hydrocarbon Exploration in Central Switzerland: Experience with Alpine Reflection Seismics, *Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing.*, 59, 15-22, 1992.
- Bolliger, T., The current knowledge of the biozonation with small mammals in the Upper Freshwater Molasse of Switzerland, especially the Hörnli-Fan, in *Actes du Congrès Biochrom'97*, vol. 21, edited by J.-P. Aguilar, S. Legendre and J. Michaux, pp. 501-513, Mém. Trav. EPHE Inst. Montpellier, 1997.
- Bolliger, T., B. Engesser, and M. Weidmann, Première découverte des mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois, *Eclogae geol. Helv.*, 86, 1031-1068, 1993.

- Boyer, S.E., and D. Elliott, Thrust systems, *A.A.P.G. Bull.*, 66, 1196-1230, 1982.
- Burbank, D.W., B. Engesser, A. Matter, and M. Weidmann, Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute-Savoie, France, *Eclogae geologicae Helvetiae*, 85, 1992.
- Burkhard, M., Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz (Rawildepension), in *Beiträge zur Landes Hydrologie und Geologie*, vol. 4, 1988a.
- Burkhard, M., L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique), *Eclog. geol. Helv.*, 81, 63-114, 1988b.
- Burkhard, M., Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt), *Eclogae geol. Helv.*, 83, 559-583, 1990.
- Burkhard, M., and A. Sommaruga, Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt, in *Foreland Basins of the Western Alpine Thrust Belts*, vol. 143, edited by A. Mascle, pp. 279-298, Geological Society Special Publications, London, 1998.
- Butler, R.W.H., Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the NW Alps, *J. Struct. Geol.*, 5, 125-138, 1983.
- Butler, R.W.H., The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont Blanc massif, NW external Alpine thrust belt, *Journal of Structural Geology*, 7, 569-582, 1985.
- Buxtorf, A., Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung, in *Beitr. geol. Karte Schweiz (NF)*, vol. 21, 1907.
- Buxtorf, A., Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie der Juragebirges, *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, 27, 185-254, 1916.
- Charollais, J., R. Busnardo, M. Cardin, B. Clavel, D. Decrouez, M. Delamette, G.E. Gorin, M. Lepiller, P.H. Mondain, J. Rosset, and F. Villars, Notice explicative de la feuille Annecy-Bonneville a 1/50 000, Orléans, 1988.
- Charollais, J., B. Clavel, E. Amato, A. Escher, R. Busnardo, N. Steinhauser, O. Macsotay, and P. Donze, Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional), *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 363, 217-255, 1983.
- Charollais, J., B. Clavel, and R. Schroeder, Migration de la plate-forme urgonienne dans les chaînes subalpines de Haute-Savoie, in *Benthos'86*, edited by e.n. Livret-guide, pp. 57-107, 1986.
- Charollais, J., and M. Jamet, Principaux résultats géologiques du forage Brizon 1 (BZN 1), Haute-Savoie, France, in *Deep structure of the Alps*, vol. 1, edited by F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino, pp. 185-202, Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1990.
- Chauve, P., J. Martin, E. Petitjean, and F. Sequeiros, Le chevauchement du Jura sur la Bresse. Données nouvelles et réinterprétation des sondages, *Bull. Soc. Géol. de France*, t. IV, 861-870, 1988.
- Clavel, B., J. Charollais, and R. Busnardo, Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors, *Eclogae geol. Helv.*, 80, 59-68, 1987.
- Cobbold, P.R., Removal of finite deformation using strain trajectories, *J. Struct. Geol.*, 1, 67-72, 1979.
- Cobbold, P.R., and M.N. Percevault, Spatial integration of strains using finite elements, *J. Struct. Geol.*, 5, 299-305, 1983.
- Collet, L., La nappe de Morcles entre Arve et Rhône, in *Mat. Carte géol. Suisse*, vol. 79, n. s., 1943.
- Colletta, B., M.C. Cacas, R. Vially, and J.-C. Lecomte, Southern Jura Petroleum System, IFP, Rueil-Malmaison, France, 2002.
- Davis, D.M., and T. Engelder, The role of salt in fold-and-thrust belts, *Tectonophysics*, 119, 67-88, 1985.
- Debelmas, J., and J.-P. Uselle, La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre, *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, 337-343, 1966.
- Demarcq, G., A. Lefavrais-Raymond, J. Perriaux, and G. Monjuvent, Néogène: Bresse (Dombes et Lyonnais), in *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, vol. 125/1, Mém. BRGM, edited by S. Debrand-Passard, S. Courbouleix and M.J. Lienhardt, pp. 469-519, 1984.
- Déville, E., E. Blanc, M. Tardy, C. Beck, M. Cousin, and G. Ménard, Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine foreland), in *Hydrocarbon and petroleum geology of France*, vol. 4, edited by A. Mascle, pp. 269-280, E.A.P.G. Spec. Publ., 1994.
- Déville, E., and A. Chauvière, Thrust tectonics at the front of the western Alps: constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry transect, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 331, 725-732, 2000.
- Dick, P., Tectonic transport directions in the Helvetic-Subalpine thrust system of the NW-Alpine arc, PhD thesis, University of Neuchâtel, Switzerland, 2000.
- Diebold, P., and T. Noack, Late Paleozoic troughs and Tertiary structures in the eastern folded Jura, in *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, pp. 59-63, Birkhäuser Verlag, 1997.

- Donzeau, M., R. Wernli, J. Charollais, and G. Monjuvent, *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653)*, 144 pp., BRGM, Orléans, 1997.
- Doudoux, B., B. Mercier de Lepinay, and M. Tardy, Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées, *C. R. Acad. SC. Paris*, 295, 63-68, 1982.
- Eltchaninoff-Lancelot, C., S. Triboulet, B. Doudoux, S. Fudral, J.P. Rampnoux, and M. Tardy, Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledonne (Savoie-Alpes occidentales) - Implications générales, *Bull. Soc. Géol. de France, Paris*, XXIV, 817-830, 1982.
- Epard, J.L., La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc, *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 8, 1990.
- Falvey, D.A., The development of continental margins in Plate tectonic theory, *APEA J.*, 14, 95-106, 1974.
- Faure, J.-L., B. Colletta, E. Deville, and J.-C. Lecomte, Méthodologie d'équilibrage de coupes structurales en zones compressives: la coupe de la vallée de l'Arve et la coupe du Massif des Bornes (Profil ECORS ALP1 et ALP2), IFP, Rueil-Malmaison, France, 1999.
- Favre, J., Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds, *Eclogae geol. Helv.*, 11, 369-475, 1911.
- Favre, J., P. Bourquin, and H.G. Stehlin, Etudes sur le tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois, *Mém. Soc. paléont. suisse*, 60, 1-47, 1937.
- Ferrill, D.A., and R.H. Groshong, Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France, *Journal of Structural Geology*, 15, 523-541, 1993.
- Fuegenschuh, B., and S.M. Schmid, Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: a case study in the Western Alps, *submitted to 'Journal of the Geological Society of America'*, 2003.
- Gagnebin, E., Guide géologique de la Suisse, excursions 14 et 15, 1934.
- Gehring, A.U., P. Keller, and F. Heller, Paleomagnetism and tectonics of the Jura arcuate mountain belt in France and Switzerland, *Tectonophysics*, 186, 269-278, 1991.
- Gidon, M., Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande-Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes, *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 39, 187-205, 1964.
- Gidon, M., L'anatomie des zones de chevauchement du massif de la Chartreuse (Chaînes subalpines septentrionales, Isère, France), *Géologie alpine*, t. 64, 27-48, 1988.
- Gidon, M., Les décrochements et leur place dans la structuration du massif de la Chartreuse (Alpes occidentales françaises), *Géologie alpine*, 66, 39-55, 1990.
- Gidon, M., Vues nouvelles sur la structure des massifs des Bornes et des Bauges orientales, *Géologie alpine*, 72, 35-59, 1996.
- Gillechrist, R., M. Coward, and J.-L. Mugnier, Structural inversion and its control: examples from the Alpine foreland and the French Alps, *Geodin. Acta*, 1, 5-34, 1987.
- Glangeaud, L., Les caractères structuraux du Jura, *Bull. Soc. Géol. de France*, XIX, 669-688, 1949.
- Goguel, J., Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins, 1951.
- Goguel, J., La zone radicale de la nappe de Morcles, *Bull. Serv. Carte géol.*, t. LII, 207, 1954.
- Gorin, G.E., C. Signer, and G. Amberger, Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data, *Eclogae geol. Helv.*, 86, 693-716, 1993.
- Gourlay, P., La déformation dans le couloir du Bon Nant entre Mont-Blanc et Belledonne (Alpes Françaises), *C. R. Acad. SC. Paris, sér. II, t. 294*, 1291-1294, 1982.
- Gratier, J.-P., and B. Guillier, Compatibility constraints on folded strata and calculation of total displacement using computational restoration (UNFOLD program), *Journal of Structural Geology*, 15, 1-14, 1993.
- Gratier, J.-P., B. Guillier, A. Delorme, and F. Odonne, Restoration and balance of a folded and faulted surface by best-fitting of finite elements: Principle and applications, *Journal of Structural Geology*, 13, 111-115, 1991.
- Gratier, J.-P., G. Ménard, and R. Arpin, Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps, in *Alpine Tectonics*, vol. 45, edited by M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, pp. 65-81, Geological Society Special Publication, 1989.
- Griffiths, P., S. Jones, N. Salter, F. Schaefer, R. Osfield, and H. Reiser, A new technique for 3-D flexural-slip restoration, *Jour. Struct. Geol.*, 24, 773-782, 2002.
- Gubler, E., Rezente Vertikalbewegungen aus wiederholten Nivellements auf den Linien Bellinzona - Brissago und Visp - Zermatt, *NFP20 Bulletin*, 6, 24-27, 1988.
- Gubler, E., Swiss national leveling net, in *Report on the geodetic activities in the years 1988-1991*, vol. XIX, General Assembly Internat. Union Geodesy and Geophysics, Vienna, 1991.
- Guellec, S., J.-L. Mugnier, M. Tardy, and F. Roure, Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section, in *Deep structure of the Alps*, vol. 1, edited by F.

- Roure, P. Heitzmann and R. Polino, pp. 165-184, Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1990.
- Guellec, S., M. Tardy, F. Roure, and J.-L. Mugnier, Une interprétation tectonique nouvelle du massif des Bornes (Alpes occidentales): apports des données de la géologie et de la géophysique profondes, *C. R. Acad. SC.* Paris, 309, 913-920, 1989.
- Guillaume, A., S. Guillaume, F. Llac, and M. Meurisse, Carte géologique de la France 1:50'000, notice explicative, Orléans, 1972.
- Harrison, J.C., and A.W. Bally, Cross-sections of the Parry Islands Fold Belt on Melville Island, Canadian Arctic Islands: implications for the timing and kinematic history of some thin-skinned décollement systems, *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 36, 311-332, 1988.
- Hilbert, D., and S. Cohn-Vossen, *Geometry and the Imagination*, Chelsea Publishing Co., New York, 1952.
- Hindle, D., Finite strain variations along strike of mountain belts, in *Spec. Pub. Geol. Soc. Lond.*, vol. in press, 2002.
- Hindle, D., O. Besson, and M. Burkhard, A model of displacement and strain for arc-shaped mountain belts applied to the Jura arc, *Journal of Structural Geology*, 22, 1285-1296, 2000.
- Hindle, D., and M. Burkhard, Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura arc, *Journal of Structural Geology*, 15, 391-402, 1999.
- Homberg, C., O. Lacombe, J. Angelier, and F. Bergerat, New constraints for indentation mechanisms in arcuate fold belts; the example of the Jura arc, *Geology*, 27, 827-830, 1999.
- Homewood, P., P.A. Allen, and G.D. Williams, Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland, *Special Publications of the international Association of Sedimentologists*, 8, 199-217, 1986.
- Hubbard, M., and N.S. Mancktelow, Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps, *Geology*, 20, 943-946, 1992.
- Huggenberger, P., Faltenmodelle und Verformungsverteilung in Deckenstrukturen am Beispiel der Morcles-Decke (Helvetikum der Westschweiz), in *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der ETHZ und der Universität Zürich, Neue Folge*, vol. 253, 1985.
- Hunziker, J.C., A.J. Hurford, and L. Calmbach, Alpine cooling and uplift, in *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, pp. 260-263, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- Hurford, A.J., Application of the fission track method to young sediments: principles, methodology and examples, in *Dating young sediments*, edited by A.J. Hurford, Jäger, E. and Ten Cate, J.A.M., pp. 393, 1986.
- Jamison, W.R., Mechanical stability of the triangle zone: the backthrust wedge, *J. Geophys. Res.*, 98, 20015-20030, 1993.
- Jan du Chêne, R., Etude palynologique du Néogène et du Pléistocène inférieur de Bresse (France), PhD thesis, 241 pp., Université de Genève, 1974.
- Jordi, H.A., Tectonique du bassin molassique et de son substratum jurassique-crétacé dans la région Orbe-Yverdon-Grandson, *Bull. soc. Vaud. Sc. Nat.*, 82, 279-299, 1993.
- Kadzialko-Hofmök, M., and J. Kruczyk, Paleomagnetism of middle-late Jurassic sediments from Poland and implications for the polarity of the geomagnetic field, *Tectonophysics*, 139, 53-66, 1987.
- Kahle, H.G., A. Geiger, B. Bürki, E. Gubler, U. Marti, B. With, M. Rothacher, W. Gurtner, G. Beutler, I. Bauersima, and O.A. Pfiffner, Recent crustal movements, geoid and density distribution: contribution from integrated satellite and terrestrial measurements, in *Deep Structure of the Swiss Alps: results from NRP 20*, pp. 251-259, Birkhäuser, Basel, 1997.
- Kälin, B., L. Rybach, and E.H.K. Kempter, Rates of deposition, uplift and erosion in the Swiss Molasse Basin, estimated from sonic- and density- logs, *Bulletin der schweizerischen Vereinigung Petroleum-Geologen und -Ingenieure*, 58, 9-22, 1992.
- Kälin, D., Stratigraphie und Säugetierfaunen der oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz, PhD Thesis thesis, ETH Zürich, 1993.
- Kälin, D., Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz), *Eclogae geol. Helv.*, 90, 97-114, 1997.
- Keller, B., Wirkung von Wellen und Gezeiten bei der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse, *Mitt. Natf. Ges. Luzern*, 31, 245-271, 1990.
- Kempf, O., F. Schlunegger, P. Strunk, and A. Matter, Paleomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps: results from the north Alpine foreland basin, *Terra Nova*, 10, 6-10, 1998.
- Kerr, H.G., N. Whim, and J.P. Brun, An automatic method for determining three-dimensional normal fault geometries, *Journal of Geophysical Research*, 98, 17837-17857, 1993.
- Kopp, J., Die Erdölbohrung Altshofen. Bull. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing., *Bull. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, 19, 21-24, 1952.

- Lacombe, O., J. Angelier, D. Byrne, and J.M. Dupin, Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (eastern France), *Tectonics*, 12, 874-888, 1993.
- Lahusen, P.H., and R. Wyss, Erdöl- und Erdgasexploration in der Schweiz: ein Rückblick, *Bull. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, 62, 43-72, 1995.
- Laubscher, H.P., Die Fernschubhypothese der Juraufaltung, *Eclog. geol. Helv.*, 54, 221-281, 1961.
- Laubscher, H.P., Ein kinematisches Modell der Juraufaltung, *Eclogae geol. Helv.*, 58, 232-318, 1965.
- Laubscher, H.P., Some overall aspects of Jura dynamics, *Amer. J. Sci.*, 272, 293-304, 1972.
- Laubscher, H.P., Jura Mountains, in *Gravity and Tectonics*, edited by K.A. De Jong and R. Scholten, J., pp. 217-227, Wiley and Sons, Inc., New York, 1973.
- Laubscher, H.P., Jura kinematics and the Molasse Basin, *Eclogae geol. Helv.*, 85, 653-675, 1992.
- Lecomte, J.-C., J.-F. Mondy, C. Bennis, and M. Léger, A balanced surface method: a new way to improve your structural maps interpretations, in *AAPG convention*, Denver, 1994.
- Lefavrais, A., Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds, in *Mém. BRGM*, vol. 16, pp. 143, Orléans, 1962.
- Lemoine, M., T. Bas, A. Arnaud-Vanneau, H. Arnaud, T. Dumont, M. Gidon, M. Bourbon, P.C. De Graciansky, J.L. Rudkiewicz, J. Megard-Galli, and P. Tricart, The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps, *Marine and Petroleum Geology*, 3, 179-199, 1986.
- Lemoine, M., M. Gidon, and J.C. Barfèty, Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting thétysien, *C. R. Acad. SC. Paris*, 292, 917-920, 1981.
- Lickorish, W.H., M. Ford, J. Bürgisser, and P.R. Cobbold, Arcuate thrust systems in sandbox experiments: a comparison to the external arcs of the Western Alps, *GSA Bulletin*, 114, 1089-1107, 2002.
- Lienhardt, G., Trias - Puissance et faciès de la partie supérieure, planche T2., in *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Volume 2: Atlas*, vol. 126, *Mém. BRGM*, edited by S. Debrand-Passard, S. Courbouleix and M.J. Lienhardt, 1984.
- Liniger, H., Pliozän und Tektonik des Juragebirges, *Eclogae geol. Helv.*, 60, 407-490, 1967.
- Lisle, R.J., Constant bed-length folding: three-dimensional geometric implications, *Journal of Structural Geology*, 14, 245-252, 1992.
- Lisle, R.J., Detection of zones of abnormal strains in structures using gaussian curvature analysis, *A.A.P.G. Bull.*, 72, 1811-1819, 1994.
- Lisle, R.J., Predicting patterns of strain from three-dimensional fold geometries: neutral surface folds and forced folds, in *Forced folds and fractures*, vol. 169, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, edited by J.W. Cosgrove and M.S. Ameen, pp. 213-221, London, 2000.
- Lugeon, M., Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, in *Matér. Carte géol. Suisse*, vol. 30, 1914.
- Lugeon, M., Une hypothèse sur l'origine du Jura, *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 73, 1941.
- Mallet, J.L., *Geomodeling*, Oxford Press, 2001.
- Marchant, R.H., and G.M. Stampfli, Crustal and lithospheric structure of the Western Alps: geodynamic significance, in *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, pp. 326-337, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- Marquer, D., Structure et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses), *Eclogae geol. Helv.*, 83, 77-97, 1990.
- Marshak, S., Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens, *Tectonics*, 7, 73-86, 1988.
- Masson, H., A. Baud, A. Escher, J. Gabus, and M. Marthaler, Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale, *Eclogae geol. Helv.*, 73, 331-349, 1980.
- Massot, J., Implémentation de méthodes de restauration équilibrée 3D, PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2002.
- McClay, K.R., *Thrust tectonics*, Chapman and Hall, 1992.
- Ménard, G., Relations entre structures profondes et structures superficielles dans les sud-est de la France: essai d'utilisation de données géophysiques, Université de Grenoble I, 1979.
- Michalski, I., and M.A. Soom, The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, Central Switzerland: Fission Track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, 373-387, 1990.
- Michel, P., G. Appert, J. Lavigne, A. Lefavrais, A. Bonte, G. Lienhardt, and J. Ricour, Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier, *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 6, 593-611, 1953.
- Mueller, M., F. Nieberding, and A. Wanning, Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and the river Inn, *Geol. Rundsch.*, 77, 787-796, 1988.

- Mugnier, J.-L., Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision, PhD thesis, 163 pp., Grenoble, Grenoble, 1984.
- Mugnier, J.L., and P. Vialon, Deformation and displacement of the Jura cover on its basement, *Jour. Struct. Geol.*, 8, 373-387, 1986.
- Oertel, G., Unfolding of an anticline by the reversal of observed strains, *Bull. geol. Soc. Am.*, 85, 445-450, 1974.
- Pairis, B., Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du Massif de Platé (Haute-Savoie), Unpublished Phd Thesis thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1975.
- Pairis, B., J.L. Pairis, and B. Porthault, Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles-Rouges, Alpes de Haute-Savoie, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 276, 1131-1134, 1973.
- Paréjas, E., Géologie de la zone de Chamonix, comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges, *Mém. Soc. Phys., Hist. nat. Genève*, 39, 373, 1922.
- Pavoni, N., Faltung durch Horizontalverschiebung, *Eclogae geol. Helv.*, 54, 515-534, 1961.
- Petit, C., M. Campy, J. Chaline, and J. Bonvalot, Major palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Pliocene-Pleistocene, *Boreas*, 25, 131-143, 1996.
- Pfiffner, A.O., Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps, *Publs int. Ass. Sediment.*, 8, 219-228, 1986.
- Pfiffner, A.O., P. Lehner, P.Z. Heitzman, M. Mueller, and A. Steck, Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20, pp. 379, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997a.
- Pfiffner, A.O., S. Sahli, and M. Stäuble, Structure and evolution of the external basement massifs (Aar, Aiguilles Rouges/Mont-Blanc), in *Deep Structure of the Swiss Alps - Results from NRP 20*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P.Z. Heitzman, S. Mueller and A. Steck, pp. 139-153, Birkhäuser, Basel, 1997b.
- Pfiffner, O.A., P.-F. Erard, and M. Stäuble, Two cross-sections through the Swiss Molasse Basin (lines E4-E6, W1, W7- W10), in *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, pp. 64-72, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997c.
- Pfiffner, O.A., E.M. Klapner, A.M. Mayerat, and P. Heitzmann, Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps, in *Deep structure of the Alps*, vol. 1, edited by F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino, pp. 247-262, *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1990.
- Pharisat, A., and Y. Rangheard, Analyse granulométrique de sédiments du Miocène inférieur de la Haute-Chaîne jurassienne, *Ann. sci. Univ. Besançon, Géol. 4ème Sér., Fasc. 7*, 3-33, 1986.
- Philippe, Y., Transfer zone in the southern Jura thrust belt (eastern France): geometry, development and comparison with analogue modelling experiments, in *Exploration and Petroleum Geology of France*, vol. 4, edited by A. Mascle, pp. 327-346, EAPG Mem., 1994.
- Philippe, Y., Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées: géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés, Unpublished Phd thesis, Université de Savoie, France, 1995.
- Pierre, X., Contribution à l'étude géologique de la partie sud du massif de Sixt (Haute-Savoie), unpublished PhD thesis, Grenoble, 1963.
- Pierre, X., and J.P. Uselle, Le massif de Sixt (Haute-Savoie), *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t.42, 203-235, 1966.
- Plancherel, R., P. Broquet, and C. Caron, Carte géol. France(1/50 000), feuille Samoëns-Pas-de-Morgins (655), Orléans, 1998.
- Ramsay, J.G., Tectonics of the Helvetic Nappes, in *Thrust and Nappe tectonics*, vol. 9, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, edited by K.R. McClay and N.J. Price, pp. 293-309, London, 1981.
- Ramsay, J.G., Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its implication for the evolution of the arc of the western Alps, in *Alpine Tectonics*, vol. 45, edited by M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, pp. 33-45, *Spec. Publ. Geol. Soc.*, London, 1989.
- Ramsay, J.G., and M. Huber, *The techniques of modern structural geology*, Academic Press Inc., London, 1983.
- Reyer, E., *Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung*, 40 pp., Wilhelm Englemann, Leipzig, 1892.
- Rigassi, D.A., Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne, *Bull. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, 24, 19-34, 1957.
- Rouby, D., P.R. Cobbold, S. P., S. Demercian, D. Cohelo, and J.A. Rici, Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting. Application to the Campos basin (Brazil), *Tectonophysics*, 221, 439 - 452, 1993.
- Rouby, D., H. Xiao, and J. Suppe, 3D restoration of complexly folded and faulted surfaces using multiple unfolding mechanisms, *A.A.P.G. Bull.*, 84, 805-829, 2000.
- Roure, F., P.Z. Heitzman, and R. Polino, Deep structure of the Alps, *Mém. Soc. géol. France* 156, *Mém. Soc. géol. Suisse* 1, Vol. spec. Soc. géol. Ital. 1, 1990.

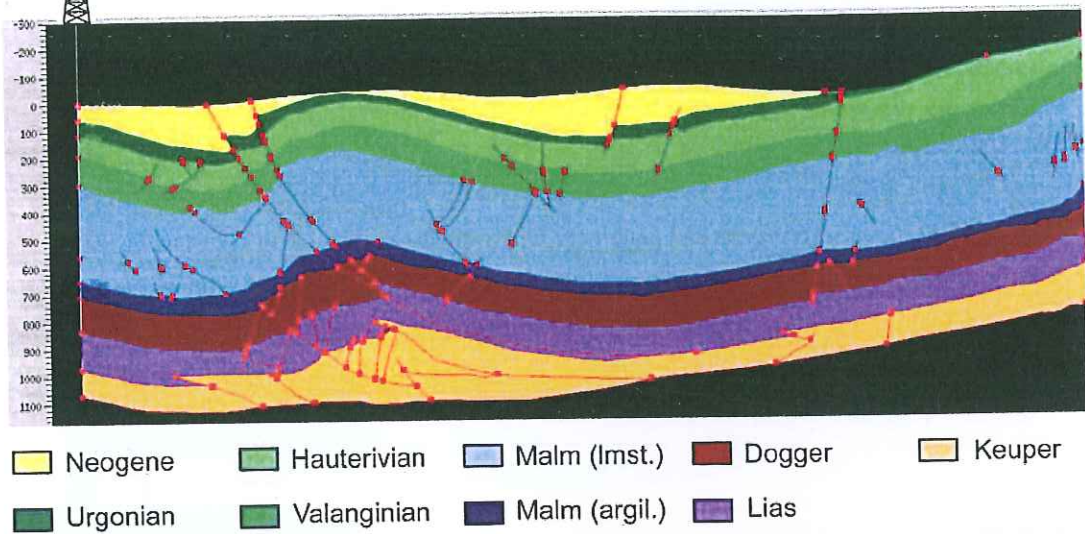
- Samson, P., Equilibrage de structures géologiques 3D dans le cadre du projet GOCAD, Engineer thesis, 222 pp., Institut National Polytechnique de Lorraine, 1996.
- Sanderson, D.J., and W.R.D. Marchini, Transpression, *Jour. Struct. Geol.*, 6, 449-458, 1984.
- Schaer, J.P., G.M. Reimer, and G.A. Wagner, Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: a comparison between precise levelling and fission track apatite age, *Tectonophysics*, 29, 293-300, 1975.
- Schardt, H., Etude géologique sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (Chaîne du Reculet-Vuache), *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, XXVIII, 69-158, 1891.
- Schegg, R., and W. Leu, Analysis of erosion events and paleogeothermal gradients in the North Alpine Foreland Basin of Switzerland, in *Basin Modelling: Practice and Progress*, vol. 141, edited by S.J. Düppenbecker and J.E. Iliffe, pp. 137-155, Geological Society Special Publications, London, 1998.
- Schwerdtner, W.M., Geometric interpretation of regional strain analysis, *Tectonophysics*, 39, 515-531, 1977.
- Signer, C., and G.E. Gorin, New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data, *Eclog. geol. Helv.*, 88, 235-265, 1995.
- Sommaruga, A., Geology of the Central Jura and the Molasse basin: new insight into an evaporite-based foreland and thrust belt, *Mém. soc. neuch. Sc. nat.*, Tome XII, 1995.
- Soom, M.A., Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhone-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdattierungen an Apatit/Zircon und K-Ar-Dattierungen an Biotit/Muskowit (Westliche Zentralalpen), University of Bern, 1990.
- Steck, A., and J.C. Hunziker, The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps: compressional and extensional structures in an orogenic belt, *Tectonophysics*, 238, 229-254, 1994.
- Steininger, F.F., W.A. Berggren, D.V. Kent, R.J. Bernor, S. Sen, and J. Agusti, Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-continental chronologic correlations of European Mammal Units, in *The evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas*, edited by H.-W. Mittmann, pp. 7-46, Colombia University Press, New York, 1996.
- Stewart, S.A., and R. Podolski, Curvature analysis of gridded geological surfaces, in *Structural Geology in reservoir characterization*, vol. 127, edited by M.P. Coward, T.S. Daltaban and H. Johnson, pp. 133-147, Geological Society Special Publications, London, 1998.
- Suppe, J., Geometries and kinematics of fault bend folding, *American Journal of Science*, 283, 684-721, 1983.
- Suppe, J., and D.A. Medwedeff, Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Eclogae geol. Helv.*, 409-454, 1990.
- Tardy, M., E. Deville, S. Fudral, S. Guellec, G. Ménard, F. Thouvenot, and P. Vialon, Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne Canavese (Alpes occidentales), in *Deep structure of the Alps*, vol. 1, edited by F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino, pp. 217-226, Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1990.
- Trümpy, R., Le Lias autochtone d'Arbignon (Groupe de la Dent de Morcles), *Eclogae geol. Helvetiae*, 38, 421-429, 1945.
- Trümpy, R., Sur les racines des nappes helvétiques, in *Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot*, vol. Mém. h.s., tome II, pp. 419-428, Soc. géol. France, 1963.
- Trümpy, R., *Geology of Switzerland, a guide book*, Schweiz. Geol. Komm., Wepf, Basel, 1980.
- Tschanz, X., and A. Sommaruga, Deformation associated with folding above frontal and oblique ramps around the rhomb shaped Val-de-Ruz basin (Jura Mountains), *Annales Tectonicae*, VII, 53-70, 1993.
- Valasek, P., and S. Mueller, A 3D tectonic model of the Central Alps based on an integrated interpretation of seismic refraction and NRP20 reflection data, in *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, pp. 305-325, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- Vollmayr, T., Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Schweiz, *Bull. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, 49, 15-27, 1983.
- Vollmayr, T., Strukturelle Ergebnisse der Kohlenwasserstoffexploration im Gebiet von Thun, Schweiz, *Eclog. geol. Helv.*, 85, 531-539, 1992.
- Vollmayr, T., and A. Wendt, Die Erdgasbohrung Entlebuch 1, ein Tiefenaufschluss am Alpennordrand, *Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, 53, 67-79, 1987.
- Vuagnat, M., Note préliminaire sur la composition pétrographique de quelques grès du Flysch de Haute-savoie, *Arch. Sc. Genève*, II, 136-140, 1958.
- Wagner, G.A., and G.M. Reimer, Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages, *Earth Planet. Sci. Letts.*, 4, 263-268, 1972.
- Wagner, G.A., G.M. Reimer, and E. Jäger, Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps, in *Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padua*, vol. 30, 1977.

- Wegmann, E., Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles, in *Livre Mém. Prof. P. Fallot*, vol. Mém. hors série 1, edited by S.G. France, pp. 99-104, 1963.
- Welbon, A.I., and R.W.H. Butler, Structural styles in thrust belts developed through rift basins: a view from the western Alps, in *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*, vol. 1, *NPF Special Publication*, edited by R.M. Larsen, H. Brekke, B.T. Larsen and E. Talleraas, pp. 469-479, Elsevier, Amsterdam, 1992.
- Wessel, P., and W.H.F. Smith, *The Generic Mapping Tools (GMT) version 3.0: Technical Reference and Cookbook*, SOEST/NOAA, 1995.
- Wildi, W., and P. Huggenberger, Reconstitution de la plateforme européenne anté-orogénique de la Bresse aux Chaînes subalpines: éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale), *Eclogae geol. Helv.*, 86, 47-64, 1993.
- Wilkerson, M.S., Differential transport and continuity of thrust sheets, *Jour. Struct. Geol.*, 14, 749-751, 1992.
- Wilkerson, M.S., T. Apotria, and T. Farid, Interpreting the geological map expression of contractional fault-related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradients, *Journal of Structural Geology*, 24, 593-607, 2002.
- Wilkerson, M.S., D.A. Medwedeff, and S. Marshak, Geometrical modeling of fault-related folds: a pseudo-three-dimensional approach, *Journal of Structural Geology*, 13, 801-812, 1991.
- Williams, G.D., S.J. Kane, T.S. Buddin, and A.J. Richards, Restoration and balance of complex folded and faulted rock volumes: flexural flattening, jigsaw fitting and decompaction in three dimensions, *Tectonophysics*, 273, 203-218, 1997.
- Winnock, E., Résultats géologiques du forage Risoux 1, *Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, 28, 17-26, 1961.
- Ziegler, P.A., *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 130 pp., Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 1982.

Annexe II.2

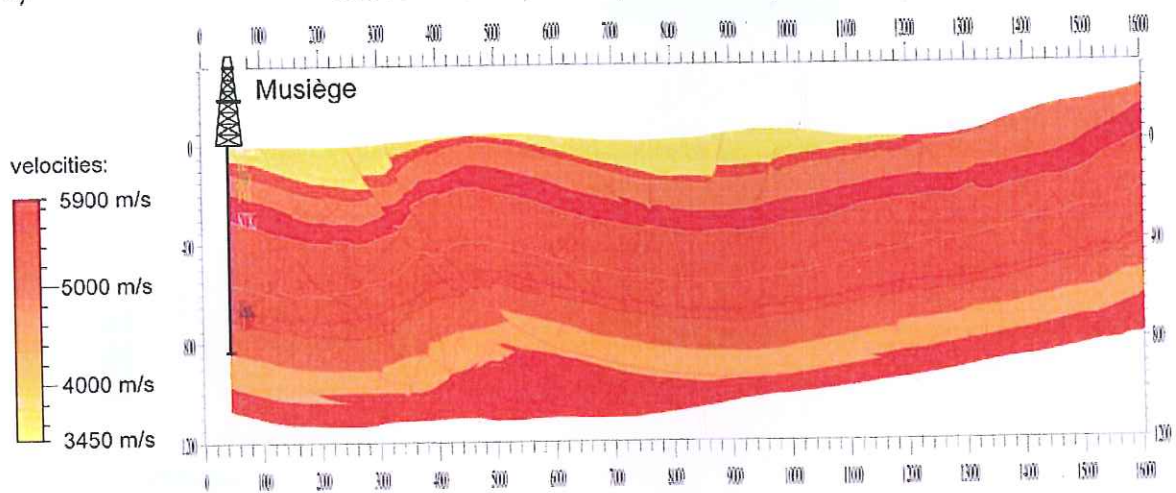
a) Musiège

90SV006 Time Section (milliseconds)



b)

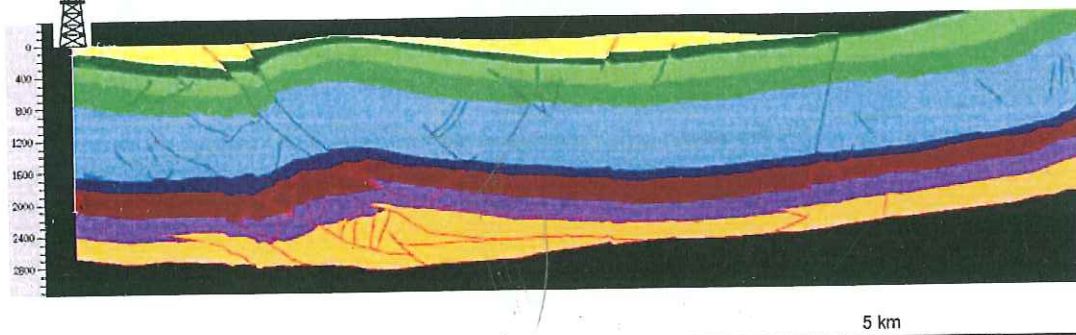
90SV006 Time Section (milliseconds)



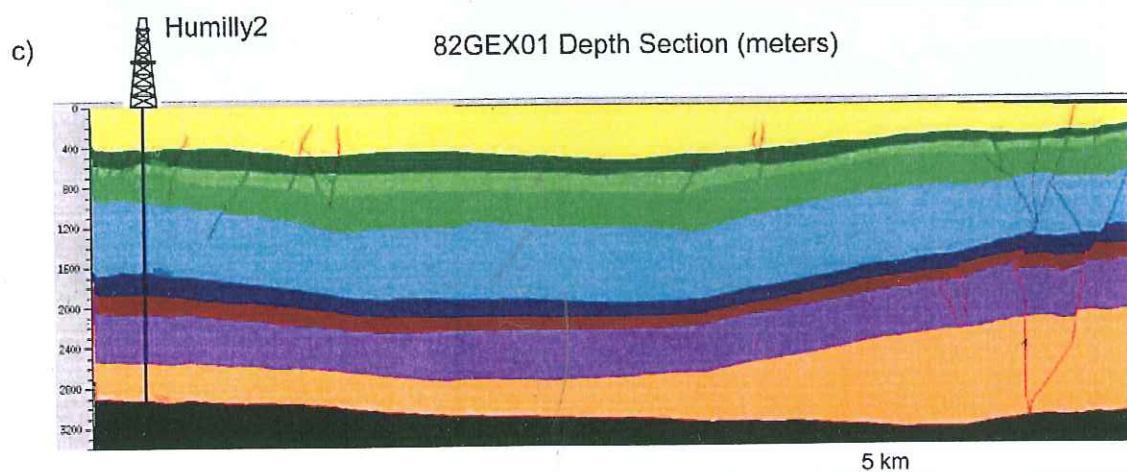
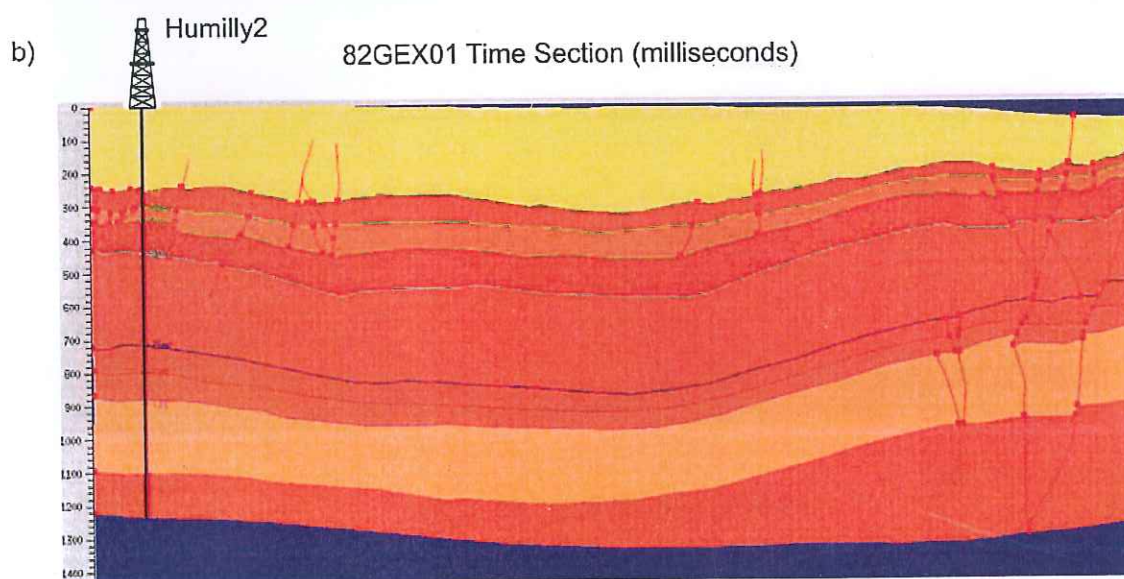
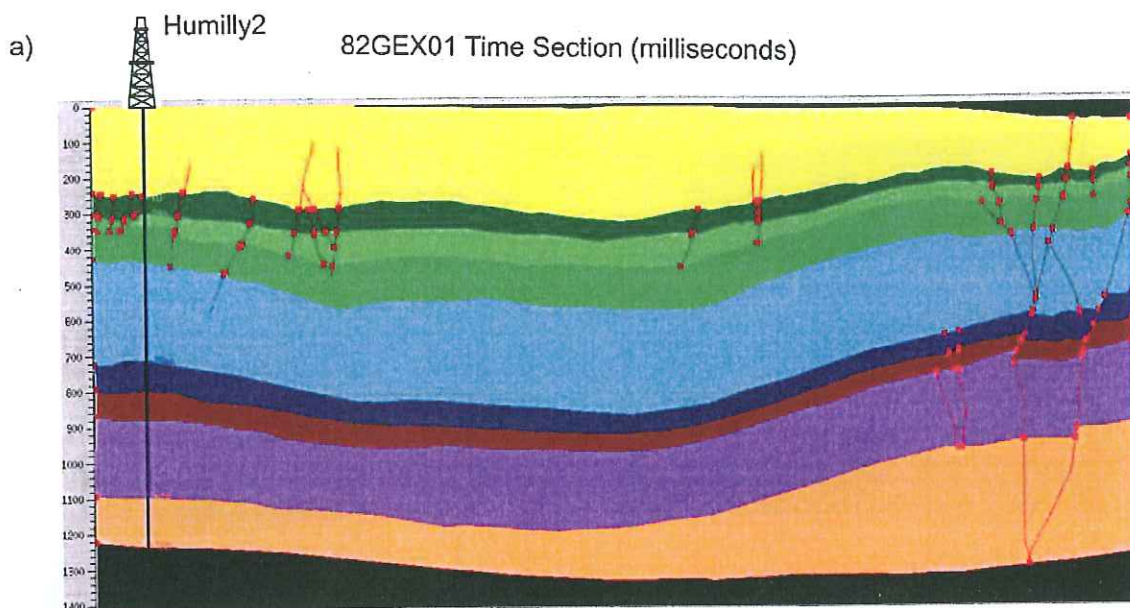
c)

Musiège

90SV006 Depth Section (meters)



Annexe II.4 (Légende des lithologies et des vitesses d'intervalle: voir annexe II.2)



Annexe II.3 (Légende des lithologies et des vitesses d'intervalle: voir annexe II.2)

